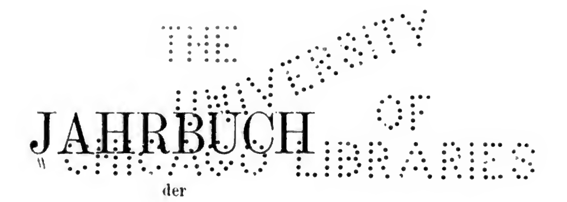

Cres cat Sci entia
Vita Exco- latur









JAHRBUCH

der

Astronomie und Geophysik.

Enthaltend die wichtigsten Fortschritte auf den Gebieten

der

Astrophysik, Meteorologie und physikalischen Erdkunde.

Unter Mitwirkung von Fachmännern

herausgegeben

von

Dr. Hermann J. Klein.

VII. Jahrgang 1896.

Mit 5 Lichtdruck- und Chromotafeln.



EDUARD HEINRICH MAYER
Verlagsbuchhandlung
Leipzig 1897.

Inhaltsübersicht.

Geophysik.

Verzeichnis der Tafeln.

Astrophysik.

Die Sonne.

Sonnenstatistik 1895. Die Relativzahlen der Sonnenflecke für das Jahr 1895 sind von A. Wolfer festgestellt worden[1]) auf Grund der Aufzeichnungen in Zürich und an zwölf andern Orten. Die nachstehende Tabelle enthält die monatlichen Fleckenstände, und zwar bezeichnet *m* die Zahl der fleckenfreien Tage, *n* die Zahl der Beobachtungstage und *r* die mittlere Relativzahl.

1895	*m*	*n*	*r*
Januar	0	31	63.3
Februar	0	28	67.2
März	0	31	61.0
April	0	30	76.9
Mai	0	31	67.5
Juni	0	30	71.5
Juli	0	31	47.8
August	0	31	68.9
September	0	30	57.7
Oktober	0	31	67.9
November	1?	30	47.2
Dezember	0	31	70.7
Jahr	1?	365	64.0

Als mittlere beobachtete Relativzahl für 1895 ergiebt sich daher 64.0, und die Abnahme ist etwas stärker als von 1893 auf 1894.

Die wirkliche Schwankung der Fleckenhäufigkeit vollzog sich in der Weise, dass diese viermal im Laufe des Jahres zu einem Maximum anstieg, welches jedesmal sich vorwiegend auf einem bestimmten Gebiete der Sonnenoberfläche entwickelte und in diesem Gebiete durch zwei Rotationsperioden hindurch bestehen blieb, um nachher durch eine, etwa 5—7 Wochen dauernde, Periode geringerer Thätigkeit und homogenerer Verteilung derselben abgelöst zu werden. Der Verlauf der Fleckenkurve giebt sogar über die relative Lage dieser Maximumgebiete einige Anhaltspunkte: Das zweite und dritte Max. (26. Febr. und 26. April), sowie das erste und zweite Hauptminimum (13. Febr. und 10. Mai) sind je nahe um eine ganze An-

[1]) Astron. Mitteil. Nr. 87. Vierteljahrsschrift d. Naturf. Ges. in Zürich. 41. Sept. 1896. p. 233.

zahl, nämlich zwei, bezw. drei Sonnenrotationen von einander entfernt, also hat das zweite Hauptmaximum — im April und Mai — sich ungefähr in dem gleichen Gebiete wie das erste — im Januar und Febr. — entwickelt. Das vierte und fünfte Maximum dagegen (24. Mai und 9. Juli), sowie das zweite und dritte Hauptmaximum (10. Mai und 23. Juli) stehen nur wenig mehr als $1^1/_2$, bezw. $2^1/_2$ Rotationen von einander ab; deshalb muss das dritte Hauptmaximum — im Juli — sich an einer anderen Stelle als das erste und zweite gebildet haben, welche der vorigen ungefähr gegenüberlag, und an nahe dieser selben Stelle ist auch das vierte Hauptmaximum — im Oktober — aufgetreten, da die Abstände zwischen dem sechsten und siebenten Maximum (6. Aug. und 2. Okt.), sowie zwischen dem dritten und vierten Hauptminimum (23. Juli und 17. Oktober) wieder nahe zwei, bezw. drei Rotationen betragen. Mit andern Worten: In der ersten Hälfte des Jahres hat die Fleckenhäufigkeit zweimal, und zwar beide Male auf ungefähr demselben Gebiete der Sonnenoberfläche ein Maximum erreicht, welches je durch zwei Rotationen hindurch sich erhielt, während zwischen diesen beiden Maxima eine Periode relativer Ruhe herrschte. Derselbe Vorgang wiederholte sich in der zweiten Hälfte des Jahres in nahe gleicher Weise, aber an einer andern Stelle der Sonnenoberfläche, welche der vorigen ungefähr diametral gegenüberlag. Das Maximum am Ende des Jahres, das, wie schon bemerkt, sich nur während einer Rotation erhielt, folgt dem vorangehenden im Abstande von 44 Tagen, d. h. etwa $1^1/_2$ Rotationsperioden, und trennt sich also auch insofern deutlich von den Maxima des zweiten Halbjahres; sein Gebiet nähert sich wieder mehr demjenigen des ersten und zweiten Hauptmaximums. Die mittlere Stärke der Thätigkeit ist während des ganzen Jahres nahe dieselbe geblieben; nur sinken in der zweiten Hälfte des Jahres alle Minima durchweg etwas tiefer als in der ersten und deuten dadurch die langsam fortschreitende Abnahme der Thätigkeit an.

Es liegt in den oben gefundenen Resultaten ein neuer Hinweis auf die bemerkenswerte und für jede Sonnentheorie wichtige Thatsache, dass gewisse begrenzte Gebiete auf der Sonne von grösserm oder geringerm Umfange während längerer Zeiträume vorwiegend der Sitz starker fleckenbildender Thätigkeit bleiben, und dass der Thätigkeitsvorgang sich auf einem und demselben Gebiete mehrmals nacheinander intermittierend wiederholen kann, eine Thatsache, welche sich auch für die Fackelbildungen konstatieren lässt, und welche sicherlich mehr als jede andere darauf hinweist, dass die bestimmenden Ursachen dieser Vorgänge und ihres periodischen Verlaufes nicht ausserhalb des Sonnenkörpers oder seiner unmittelbaren Umgebung zu suchen sind. Auch wird durch diese Ergebnisse aufs neue, nach spezieller Richtung hin, die Analogie zwischen der Sonnenfleckenkurve und den Lichtkurven veränderlicher Sterne hervorgehoben, indem hier die Rotation des Gestirnes und eine be-

sondere Lokalisierung des Fleckenphänomens als die Ursachen gewisser Fluktuationen des letztern erscheinen, wie sie in ähnlicher Art bei manchen Veränderlichen auftreten und bei hinreichender Intensität der Erscheinung auch in der Helligkeit der Sonne bemerkbar werden müssten.

Die heliographische Verbreitung der Fackelbildung auf der Sonne ist von A. Wolfer studiert worden[1]) aus Veranlassung einer Zusammenstellung der Beobachtungen seit 1887. Hierbei stellte sich zunächst heraus, dass in dem Zeitraume von Anfang 1887 bis Mitte 1889 die sämtlichen Fackelgruppen einer äquatorialen Zone angehörten, deren äusserste Grenzen sich ungefähr 20° nördlich und südlich vom Äquator entfernten, und dass erst von Mitte 1889 an einzelne Fackelgruppen in höhern Breiten (25—30°) auftraten. Es liegt darin eine Bestätigung der für das Sonnenfleckenphänomen längst bekannten Thatsache, dass die nach einem Minimum neu erwachende Thätigkeit in höhern Breiten beginnt, während zugleich die letzten Thätigkeitsgebiete der abgelaufenen Periode in niedern Breiten erlöschen; der enge Zusammenhang, welcher zwischen Fackel- und Fleckenbildungen besteht, erklärt unmittelbar das entsprechende Verhalten der erstern. Das letzte Minimum fiel nach Wolf auf 1889.6, und diese Epoche entspricht genau dem eben genannten Zeitpunkte; die von August 1889 an in höhern Breiten auftretenden Fackelgruppen würden also die ersten Vorläufer der neuen Thätigkeitsperiode gewesen sein.

Sodann aber zeigte sich die weitere bemerkenswerte Thatsache, dass die Gesamtheit der von 1887—89 in niedern Breiten auftretenden Fackelgruppen mit geringen Ausnahmen sich um zwei ganz bestimmte Stellen der Sonnenoberfläche konzentrierte, welche einander diametral gegenüberstanden, während die von Mitte 1889 an in höhern Breiten sich zeigenden Gruppen in leicht ersichtlicher Weise von diesem Verhalten abwichen und also auch dadurch ihre vollständige Unabhängigkeit von den erlöschenden Thätigkeitsgebieten in der Nähe des Äquators zu erkennen gaben.

Zum Zwecke einer eingehendern Untersuchung dieser Verhältnisse hat Verf. das gesamte hierfür in Betracht kommende Beobachtungsmaterial, wie es in seinen heliographischen Karten enthalten ist, zusammengestellt und in einer Tafel veranschaulicht. Diese Zusammenstellung beginnt mit der Rotationsperiode Nr. 352, deren Anfang auf den 23. Januar 1887 fällt, und schliesst mit der Rotationsperiode 391, nämlich am 10. Januar 1890, weil nach dieser Zeit die Thätigkeitsgebiete niederer Breite vollständig erloschen waren. Weggelassen sind in ihr nur die wenigen Gruppen, welche von Mitte 1889 an in höhern Breiten auftraten; für alle vorangehenden Rotationen ist sie vollständig.

---

[1]) Vierteljahrsschrift d. Naturf. Ges. in Zürich. **41.** Jubelband.

In bezug auf die Vollständigkeit des Materiales ist zu bemerken, dass das Bild einer Fackelgruppe, wie es in den heliographischen Karten vorliegt, ein Mittelresultat aus den bei deren Eintritt und Austritt erlangten Beobachtungen, nämlich aus den heliographischen Ortsbestimmungen aller in der betreffenden Gruppe auftretenden einzelnen Fackeln ist, und da man eine Fackelgruppe in der Nähe des Sonnenrandes immer während 3—4 Tagen verfolgen kann, so sind Unvollständigkeiten nur da vorhanden, wo die Beobachtungsgelegenheiten während längerer Zeit, z. B. einiger Wochen, fehlten.

Ein Blick auf die Tafel lässt leicht folgende Thatsachen erkennen:

1. Die vorhandenen Fackelgruppen verteilen sich, wie bereits bemerkt wurde, keineswegs gleichmässig auf die äquatoriale Zone, sondern sie bilden zwei vollkommen deutlich geschiedene Hauptgruppen, deren Mittelpunkte um etwas mehr als 180° in der Richtung des Äquators auseinanderliegen. Jede der beiden Gruppen erstreckt sich von ihrer Mitte aus um durchschnittlich 60° nach beiden Seiten hin, umfasst also einen schmalen Gürtel von ca. 120° hel. Länge; es bleiben demnach zwischen ihnen zwei Zwischenräume von je ungefähr 60° Länge, welche nur mit wenigen kleinen Fackelgruppen besetzt sind und die beiden Hauptgruppen hinreichend scharf von einander trennen. In beiden Gruppen herrschen die negativen Breiten vor, die Mittelpunkte beider liegen also etwas südlich vom Äquator. Die nähere Vergleichung der einzelnen Fackelgruppen nach ihrer Lage lässt deutlich erkennen, dass manche derselben während einer Reihe aufeinanderfolgender Rotationen bestehen geblieben sind, dass aber immerhin zahlreiche Neubildungen und Auflösungen stattgefunden haben. Die Gruppe mit den grössern Normallängen, welche in der Abhandlung mit I bezeichnet ist, erscheint etwas schwächer mit Einzelgruppen besetzt als II, und zwar ist die Verschiedenheit nicht einer teilweisen Unvollständigkeit des Materiales zuzuschreiben, sondern sie ist reell.

2. In beiden Hauptgruppen zeigt sich eine ausgesprochene, nahe der Zeit proportionale Zunahme ihrer heliographischen Normallängen, also eine scheinbare Ortsveränderung der beiden Gruppen auf der Sonnenoberfläche, und zwar für beide in nahe gleichem Betrage. Dieselbe Tendenz lässt sich auch bei der Mehrzahl derjenigen Einzelgruppen wahrnehmen, welche durch mehrere aufeinanderfolgende Rotationen hindurch sich erhalten haben; doch kommen in einigen solchen Fällen auch beträchtliche Abweichungen von dieser Regel vor.

Es hat sich somit spätestens von 1887 an bis zum Erlöschen der Thätigkeit in niedern Breiten die Bildung von Fackeln um zwei Hauptzentren gruppiert, welche in unmittelbarer Nähe des Äquators einander nahe diametral gegenüber lagen, und in deren Umgebung die Ursache, auf welche die Entstehung der Fackeln zurückzuführen ist, sich während der ganzen drei Jahre in wenig veränderter und erst in der zweiten Hälfte von 1889 abnehmender Stärke erhalten haben muss. Nur im kleinern Teile der in diesen beiden Gebieten auftretenden Fackelgruppen fanden zugleich Fleckenbildungen statt, und diese würden weder ihrer Zahl, noch ihrer Beständigkeit nach hinreichen, um für sich allein eine ähnliche systematische Verteilung, wie sie für die Fackeln konstatiert ist, erkennen zu lassen. Es liegt darin ein neuer Hinweis darauf, ein wie viel vollständigeres und deutlicheres Bild, als es durch das Flecken-

phänomen allein geboten wird, man durch die Fackelbildungen von der Verteilung und dem zeitlichen Verlaufe der Sonnenthätigkeit erlangt.

Die Erklärung der systematischen Zunahme der Normallängen beider Gebiete ist unter allen Umständen darin zu suchen, dass der rein willkürlich angenommene Rotationswinkel der Sonne, welcher den Normallängen zu Grunde liegt, nicht genau derjenigen Rotationsgeschwindigkeit entspricht, welche durch die mittlere Bewegung des gesamten hier betrachteten Fackelkomplexes ausgedrückt ist; diese Geschwindigkeit war, da ein Vorrücken im Sinne der Normallängen, also im Sinne der Sonnenrotation stattgefunden hat, etwas grösser als der nach Spörer angenommene tägliche Wert von 14.2665°. Ob diese grössere Geschwindigkeit nur den Fackelgruppen selbst oder ihrer erzeugenden Ursache oder endlich der ganzen Zone der Sonnenoberfläche, in welcher jene auftraten, zuzuschreiben ist, lässt sich nicht mit Sicherheit entscheiden. Der Umstand aber, dass der allgemeine Charakter der Bewegung nicht bloss innerhalb der beiden Hauptgruppen, sondern auch für beide Gruppen derselbe ist, macht die letzte Annahme etwas wahrscheinlicher. Eine Untersuchung über die Abhängigkeit der Rotationsbewegung von der heliographischen Breite kann natürlich nicht beabsichtigt sein. Neben der Ermittelung der ungefähren heliographischen Lage der Mittelpunkte beider Hauptgruppen, in deren Umgebung die Ursache der Fackelbildung vorwiegend bestanden haben muss, kann es sich nur um die Bestimmung desjenigen mittlern Rotationswinkels handeln, welcher der scheinbaren Bewegung der gesamten hier behandelten Fackelgruppen am besten entspricht. Eine derartige Zusammenfassung wird um so eher gestattet sein, als in unmittelbarer Nähe des Äquators die Änderung des Rotationswinkels mit der Breite nach Massgabe der bekannten Formeln von Spörer und Faye sehr langsam stattfindet; zugleich fällt auch die Notwendigkeit einer getrennten Behandlung der nördlich und südlich vom Äquator auftretenden Fackelgruppen weg. (Als mittlerer täglicher Rotationswinkel ergaben sich für die beiden untersuchten Hauptgruppen in der mittlern heliozentrischen Breite von —5.5° der Wert von 14.40°. Die Fleckenbeobachtungen von Spörer und Faye ergeben nahezu übereinstimmend 14.33°.)

Es besteht also auch in diesem Falle wieder eine bemerkenswerte Übereinstimmung zwischen der durch Fackelbewegung gegebenen Rotationsgeschwindigkeit der Sonne und dem aus Fleckenbewegungen abgeleiteten Rotationsgesetz. Dagegen entspricht nach den Beobachtungen von Dunér und der dieselben darstellenden Formel der obigen Breite ein Rotationswinkel von 14.02° für die Sonnenoberfläche selbst, und dieser bleibt um 0.38° hinter dem oben gefundenen zurück.

Kohlenstoff und Sauerstoff in der Sonne. Im Jahre 1887 haben Hutchins und John Trowbridge gezeigt, dass schwache Linien

des Kohlenstoffs im Sonnenspektrum zu erkennen sind, dass dieselben aber durch Eisenlinien fast völlig verdeckt werden. Als Trowbridge den elektrischen Lichtbogen zwischen Elektroden, die aus 28 % Eisen und 72 % Kohlenstoff innig gemischt bestanden, überspringen liess, wurden die Linien des Kohlenstoffs von den Eisenlinien fast ebenso verdeckt, wie im Sonnenspektrum. Trowbridge schliesst daraus, dass 28 % Eisen in der Sonnenatmosphäre genügen würden, um das Spektrum von 72 % Kohlenstoff zu verdecken. Die beiden genannten Physiker haben Sauerstoff in der Sonnenatmosphäre nicht nachweisen können, während früher Draper dessen Anwesenheit dort (mit unzureichenden Gründen) behauptet hat. Wäre Sauerstoff auf der Sonne, so müssten dessen hellste Linien, welche mit Eisenlinien zusammenfallen, diese im Sonnenspektrum schwächen, was den Untersuchungen von Hutchins und Trowbridge zufolge nicht stattfindet[1]).

Die Erscheinungen der Sonnenoberfläche hat J. Fényi, S. J., von neuen Gesichtspunkten aus zu erklären versucht[2]).

Diesen Untersuchungen liegen nur zwei Annahmen zu grunde. Die erste ist, dass die enormen Bewegungen, welche die Beobachtung der Protuberanzen zeigt, wirkliche Massenbewegungen sind. Es ist eine Forderung der gesunden Kritik, dass wir das, was wir sehen, als etwas Wirkliches annehmen, bis es bewiesen ist, dass eine Täuschung vorliegt, dass mithin den Erscheinungen eine andere Erklärung gegeben werden muss.

Die zweite Annahme ist, dass die Erscheinungen der Protuberanzen im leeren Himmelsraume sich abspielen. Dass auch diese Annahme richtig ist, soll eben die folgende Untersuchung zeigen. Es werden dadurch die grössten Schwierigkeiten behoben, ohne dass sich neue ergeben.

»Betrachten wir den Fall, dass eine Wasserstoffkugel von 10000° Temperatur plötzlich in den leeren Raum versetzt würde; unter leerem Raum wollen wir nur einen solchen verstehen, wie jener, in welchem die Planeten sich bewegen. Geben wir der Kugel den Radius von 5800 *km*; ihre Grösse wird ungefähr der des Erdballes gleichkommen. und sie wird in der Entfernung der Sonne 16″ Durchmesser zeigen und dem Beobachter als ein kleines Protuberanzwölkchen erscheinen. Die Kugel wird sich natürlich mit explosionsartiger Gewalt auszudehnen suchen; die Geschwindigkeit, mit welcher die erste Schicht sich zu entfernen sucht, ist aber immerhin doch eine beschränkte, sie ist gleich der theoretischen Geschwindigkeit, mit welcher sich das gegebene Gas in den leeren Raum ergiesst; die Rechnung ergiebt 9.250 *km* in der Sekunde. Man sieht sogleich, dass schon diese Schnelligkeit den Geschwindigkeiten der Protuberanzen nicht an die Seite gestellt werden kann. Offenbar kann aber auch diese Bewegung nicht in einem Augenblick die ganze Kugel ergreifen; es wird eine gewisse Zeit brauchen, bis der Ausdehnungsprozess bis zum Mittelpunkt vorschreitet. Die Geschwindigkeit dieses Vorschreitens kann nicht grösser sein als die Geschwindigkeit, mit welcher überhaupt eine Druckdifferenz im gegebenen Gase sich ausbreitet. Wir haben auch hier die rein theoretische Formel anzuwenden, ohne den Koeffizienten, welcher das Verhältnis der spezifischen Wärme bei konstantem Druck zu jener bei konstantem Volumen ausdrückt; wir erhalten so die Geschwindigkeit von 6581 *m* in der Sekunde. Hieraus ergiebt sich aber das sehr bemerkenswerte Resultat, dass es volle

[1]) Phil. Mag. [5.] **41.** p. 456.
[2]) Astron. Nachr. Nr. 3355.

$14^m\ 41^s$ dauern muss, bis der Prozess der Ausdehnung im Zentrum anlangt. Es möge diese Zeit im folgenden kurz das Intervall der Expansion genannt werden. Es wird demnach 7^m, nachdem die angenommene Kugel in den leeren Raum versetzt worden, im Innern derselben eine Kugel, deren Halbmesser nur die Hälfte der gegebenen beträgt, von der Expansion noch nicht erreicht sein und wird daher ganz unverändert leuchten müssen.

Dieses Zeitintervall von 7^m ist schon mehr als genügend, um die Sichtbarkeit eruptiver Protuberanzen zu erklären. Als Beispiel möge hier die von mir am 30. September 1895 beobachtete und in A. N. 3335, p. 361 ausführlich beschriebene eruptive Protuberanz angeführt werden. Die kleinen Wölkchen, welche die höchste Stelle einnahmen, befanden sich nach der genauen Messung um $10^h\ 14^m\ 22^s$ in 472″ Höhe; 6^m später, das ist um $10^h\ 20^m\ 11^s$ aber hatten sie schon die Höhe von 688″ erreicht und verschwanden. Wenn diese Wölkchen, die ungefähr die Grösse unserer Kugel hatten, auch die Temperatur von 10000° besassen, so konnten sie in der Höhe von 472″ in den leeren Raum eingetreten sein und mussten doch noch mindestens 6^m lang sichtbar bleiben, bis sie die Höhe von 688″ erreicht hatten. Ähnliches wurde bei andern Gelegenheiten beobachtet.

Die an eruptiven Protuberanzen beobachteten Erscheinungen sind ohne Schwierigkeit zu erklären, wenn wir annehmen, dass die Wasserstoffmassen über die Atmosphäre der Sonne hinaus in den leeren Himmelsraum geschleudert werden. Bei der enormen Schnelligkeit der Protuberanz hat das Hydrogenium (Wasserstoff) nicht Zeit, sich während des Anstieges auszudehnen; ja die Expansion kann das Innere nicht einmal erreichen. Bei der ungeheuren Grösse der Massen treten die Molekularkräfte, selbst bei so hohen Temperaturen, ganz in den Hintergrund; die Gase sind wie kompakte Massen zu betrachten, etwa wie ein Regentropfen, der im Falle an seiner Oberfläche zwar verdunstet, aber nicht verschwindet. Wir sind demnach durchaus nicht genötigt, der Atmosphäre der Sonne dieselbe Höhe zuzusprechen, welche die Protuberanzen bisweilen erreichen. Man hat allerdings bisher schon eine grosse Verdünnung derselben angenommen, ja man hat sie bezeichnender Weise eine unvorstellbare genannt, an der grossen Höhe aber festgehalten. Geht man darin über alle Grenzen hinaus, so kommt man zu einer Verdünnung, die mit der Abwesenheit einer Atmosphäre in der Anwendung gleichbedeutend ist; eine Atmosphäre, welche sich in keiner Weise bemerkbar machen darf, ist eine überflüssige Hypothese. Die Atmosphäre der Sonne muss allerdings nach den verschiedenen Berechnungen eine grosse Höhe erreichen, allein nicht über der Photosphäre; wir können den Grund derselben tief unter die letztere verlegen.

Möge man aber auch an einer namhaften Höhe einer überaus dünnen Atmosphäre festhalten; im Vorstehenden ist jedenfalls gezeigt, dass wir keineswegs genötigt sind, auch den dort leuchtenden Protuberanzen unvorstellbare Verdünnung zuzuschreiben, welche in Hinsicht auf den raschen Aufstieg der Gebilde durchaus unmöglich ist; ja wir können der Protuberanz selbst im leeren Raume ganz beliebige Dichte geben, der Prozess der Zerstreuung muss doch mit derselben Schnelligkeit verlaufen. Die Sichtbarkeit der Erscheinung muss stets dieselbe Dauer haben; denn die Schnelligkeit, mit welcher die Expansion vorschreitet, ist von der Dichte des Gases unabhängig.

Das Expansions-Intervall steht im geraden Verhältnisse mit dem Durchmesser der Masse und ist der Quadratwurzel der absoluten Temperatur umgekehrt proportioniert. Geben wir unserer Kugel den Durchmesser von 64″, so würde sie doch nur eine gewöhnliche Protuberanz darstellen; es würde aber schon eine volle Stunde dauern, bis die Expansion zum Zentrum gelangt. Hingegen würde eine Temperatur von 40000° das Expansions-Intervall auf die Hälfte reduzieren; höhere Temperatur hat

also gerade schnellere Auflösung zur Folge, nicht aber längere Sichtbarkeit der Protuberanz.

Hieraus erklärt sich eine sehr auffallende Eigentümlichkeit der eruptiven Protuberanzen. Ich habe nämlich bisher immer bemerkt, dass je schneller der Aufstieg einer Protuberanz vor sich geht, um so rascher auch die Auflösung erfolgt. Wir sind nun berechtigt, eruptiven Protuberanzen eine höhere Temperatur zuzusprechen, sowohl weil sie grössern Tiefen entstammen, als auch weil sie vermöge des raschern Aufstieges mit höherer Temperatur oben ankommen müssen, als die gewöhnlichen Gebilde. Höhere Temperatur verrät auch die ungewöhnliche Helligkeit derselben. So erklärt die höhere Temperatur die raschere Auflösung, während in der Voraussetzung, dass die Protuberanz durch adiabatische Ausdehnung in einer Atmosphäre abkühle, eine längere Sichtbarkeit zu erwarten wäre.

Die hier gegebene Erklärung der Erscheinungen findet eine vorzügliche Bestätigung in der Art und Weise, wie eine abgetrennt schwebende Protuberanz sich aufzulösen pflegt. Ich habe im Laufe meiner nunmehr zehnjährigen Beobachtungen unzählige Male diesen Vorgang vor Augen gehabt und beobachtend verfolgt. Die Auflösung geschieht nicht in der Weise, dass die Protuberanz an Grösse zunimmt und dabei erblasst, wie es eine die ganze Masse durchdringende elastische Ausdehnung zur Folge haben müsste; sondern die Protuberanz verschwindet von aussen nach innen, ganz in der Weise, wie unsere Wolken sich auflösen. Wenn dabei auch der Glanz erblasst, so erklärt sich dieses schon daraus, dass mit der Abnahme des Durchmessers auch die lichtgebende Strecke kürzer wird. — Kehren wir zu unserer Kugel zurück.

Die äusserste Schicht wird sich mit der Geschwindigkeit von 9250 *m* in der Sekunde in der Richtung des Kugelradius in den leeren Raum ergiessen. Die dieser Bewegungsgrösse entsprechende Wärmequantität muss der bewegten Schicht allein entnommen werden, weil die Expansion das Innere noch unverändert lässt. Da durch diese Ausdehnung keine äussere Arbeit verrichtet wird, so können wir uns bei der Bestimmung der Wärme nur auf die Energiegleichung stützen, nach welcher in jedem Körper, der weder etwas abgiebt, noch empfängt, die Summe der potentiellen und aktuellen Energie unverändert bleiben muss.

So erhalten wir als Temperatur, auf welche die Schicht im ersten Moment plötzlich sinken muss, 3158°. Es wird aber auch diese nicht länger bestehen können; dass strömende Gas muss sich infolge dessen noch weiter ausdehnen, bis die ganze lebendige Kraft der Moleküle in Massenbewegung umgesetzt ist. Die Temperatur wird dann = 0, der Druck ebenfalls = 0, und die also zerstreuten Moleküle werden mit der konstanten Geschwindigkeit von 11 335 *m* ihren Weg im leeren Raum fortsetzen. Dieser vollständige Umsatz in Massenbewegung erfolgt sehr schnell; H. Hirn hat seiner Zeit experimentell bewiesen, dass er sich schon in dem Ausflussrohr eines Gasometers vollzieht, vgl. »La cinétique moderne et le dynamisme de l'avenir«, pag. 55.

Diesem Prozess der Zerstreuung fällt nun eine Schicht nach der andern anheim, so wie die Expansion nach innen vorschreitet. Die äussern Schichten bilden für die innern kein Hindernis, weil jede äussere Schicht in jedem Augenblick eine grössere Geschwindigkeit erlangt haben muss, als die innere eben annehmen soll.

Obwohl wir hierbei einen absolut leeren Raum annahmen, haben wir doch das Wesentliche der Erscheinung mit Sicherheit festgestellt, denn es können sich offenbar die Verhältnisse nicht namhaft anders gestalten, wenn wir auch eine im Himmelsraume zulässige Dichte und als Temperatur etwa — 150° C. annehmen wollen.

Wollen wir den Zustand einer innerhalb der Atmosphäre aufsteigenden Protuberanz beurteilen, so müssen wir vor allem die enormen Druck-

unterschiede auf der Sonne beachten. Um für diese einen kleinsten Wert zu erhalten, unter welchen man absolut nicht herabgehen darf, wollen wir annehmen, dass durch die ganze Atmosphäre hindurch die gleiche Temperatur herrsche. (Verf. teilt nun eine Formel mit, aus welcher sich als Resultat der Berechnung ergiebt, dass durch eine Erhebung von nur 104 *km* der Druck auf die Hälfte sinken muss. Das Resultat hat allgemeine Gültigkeit, solange das Gay-Lussac'sche Gesetz seine Gültigkeit behält.)

Hieraus ergeben sich sogleich die beachtenswerten Folgerungen:

I. Der Druck in der Chromosphäre oben, also etwa 6" höher, muss 10^{12} mal kleiner sein als am Grunde derselben.

II. Eine Protuberanz von 16" Durchmesser, also von der Grösse unserer angenommenen Kugel, muss an der Spitze unter 10^{33} mal geringerm Druck stehen, als an ihrer untern Fläche. Ähnliche Druckverhältnisse müssen auch im Innern der Protuberanz selbst herrschen, weil dasselbe Gesetz auch in den Tiefen Geltung hat, wo die Protuberanz ihren Ursprung hatte.

III. In Hinsicht auf die Raschheit des Anstieges ist als Grundsatz festzuhalten, dass keine Protuberanz im Zentrum einen kleinern Druck haben kann, als jene Schicht besass, wo die Protuberanz um die Expansionszeit früher sich befunden hatte. Wenden wir dieses wieder auf unsere Kugel von 16" Durchmesser und 10000° Temperatur an, indem wir derselben die sehr geringe Geschwindigkeit des Anstieges von nur 10 *km* per Sekunde beilegen. Der Expansionszeit von $14^m\ 41^s$ gemäss müsste sie im Zentrum noch eine Dichte haben, welche der Atmosphäre in mindestens um 8810 *km* grösserer Tiefe zukommt. Dieser Druck muss also um 10^{24} mal grösser sein als der Druck der umgebenden Atmosphäre.

Aus letzterm geht doch ohne Zweifel hervor, dass eine solche Protuberanz ebenso im Zustande der Zerstreuung sich befinden muss, wie im leeren Raume. Weniger als 10 *km* Geschwindigkeit können wir in der Diskussion der Beobachtungen im allgemeinen nicht mehr annehmen, weil im leeren Raume die Zerstreuung selbst schon mit 6 *km* Geschwindigkeit die oberste Schicht zerstört; es würde also dadurch der Anstieg für den Beobachter aufgehoben werden, oder die Protuberanz würde überhaupt nicht gesehen werden.

Die hier entwickelte Ansicht, dass auch die gewöhnlichen Protuberanzgebilde sich im Zustande der Zerstreuung befinden, findet in den Beobachtungen insofern eine Stütze, als auch die niedern Protuberanzen in ihrer feinen Struktur beständig sich ändern, während sie an derselben Stelle sichtbar bleiben. Sie scheinen in beständiger Bildung und Auflösung ihre Existenz zu haben. Es erklärt sich auch hieraus ungezwungen die ebenso eigentümliche als gewöhnliche Struktur der meisten Protuberanzen; sie stellen ein Bündel von Lichtsäulen oder vertikalen Bändern und Fäden dar, die hoch ausgezogen in haarfeine Spitzen auslaufen. In den Lichtbändern sehen wir die emporschiessenden Gasstrahlen in den so feinen Spitzen den letzten, durch Zerstreuung verschwindenden Kern derselben. Dieselbe Erscheinung sehen wir in den grasförmigen Spitzen der Chromosphäre.

Die hier behandelten Vorgänge der Zerstreuung im leeren Himmelsraume über der Sonne ergeben von selbst eine natürliche Erklärung der Erscheinung der weissen Protuberanzen, die nur bei totalen Sonnenfinsternissen gesehen werden, welche die roten Protuberanzen wie verwaschene Hüllen mit Silberschein umgeben. Sie bestehen aus dem von den Protuberanzen aus sich zerstreuenden Gas, das, zu Staubnebel verdichtet, das Sonnenlicht nun reflektiert. Diese Erscheinung ergiebt sich als eine notwendige Folge des Zerstreuungsprozesses der aufgestiegenen Protuberanz. Die Temperatur des im leeren Raum sich zerstreuenden Gases muss gegen absolut $= 0^0$ sinken; die Spannkraft wird dadurch ebenfalls Null, und die nebelförmige Masse eilt mit der konstanten Geschwindigkeit der aufsteigenden Protuberanz, vermehrt um die Geschwindigkeit der Moleküle,

in den Weltraum hinaus.« Verf. giebt nun eine Berechnung der Dichte dieser Nebel und fährt dann fort:

»Die mit der angegebenen Geschwindigkeit begabte Materie wird in geschlossener Form nunmehr frei in den Himmelsraum hinausströmen und nur mehr unter den Einfluss der Gravitation fallen, welche ihre radiale Bewegungsgrösse allmählich aufheben und den durch die Sonnenstrahlung unterdessen wieder erwärmten Wasserstoff in unsichtbaren Strömen zur Sonne zurückführen wird.

Da wir den Prozess der Zerstreuung nicht nur auch auf die niedern Protuberanzen ausdehnen müssen, sondern selbst in den Spitzen der Chromosphäre noch erkennen, so erklärt sich aus dem zerstreuten Wasserstoff, dass die Sonne von allen Seiten mit einer glänzend weissen Hülle umgeben ist.

Unsere bisherigen Ansichten über die Atmosphäre der Sonne erfahren durch diese Erklärungen eine wesentliche Modifikation. Wenn wir unter Atmosphäre eines Himmelskörpers die auf demselben ruhende Gashülle verstehen, so könnte eine solche nur wenig höher angenommen werden, als die Chromosphäre, die sich schon durch die unmittelbare Anschauung als solche darbietet. Über derselben befindet sich nur noch zerstreuter Wasserstoff (mit ähnlichen Gasen), der in seiner Staubform ein kontinuierliches Spektrum giebt, von der Sonne aber erwärmt, die Linien des Hydrogeniums sehr wohl zeigen kann und muss, eine Atmosphäre aber in keinem Falle konstituiert, weil diese Massen, mögen sie auch Gasform angenommen haben, nicht auf dem Sonnenkörper ruhen, sondern, kosmischen Körpern gleich, im leeren Himmelsraum gegen die Sonne gravitieren. Wir mögen sie daher passender Gasmeteore nennen, welche in verschiedenster Form und verschiedenstem Zustande durch einander die Sonne umgeben, wie eine Atmosphäre. Sie bilden die Corona der Sonne.

Gewaltige Eruptionen, die sich von den gewöhnlichen Protuberanzen durch ihre enormen Bewegungserscheinungen so auffallend unterscheiden, müssen natürlich Ströme liefern, welche die Grenzen der niedern Corona weit überschreiten; sie bilden notwendiger Weise die grossen Strahlen der Corona, die besonders zu Zeiten grösserer Sonnenthätigkeit in den launenhaftesten Formen beobachtet werden. Ihre enormen Längen bieten keine Schwierigkeit, weil eruptive Protuberanzen schon öfters Geschwindigkeiten aufwiesen, welche selbst das Potential der Sonne übertreffen. So besass auch die schon oben erwähnte Protuberanz vom 30. September 1895 noch in der Höhe von 11′ 448 *km* Geschwindigkeit, während doch das Potential in dieser Höhe nur 409 *km* zu erzeugen vermag. Diese Eruption musste einen Strahl hervorbringen, der in gerader Richtung ohne Ende sich in den Himmelsraum erstreckte. Solche Strahlen wurden auch bei Sonnenfinsternissen schon beobachtet.

Diese Erklärung der Corona findet eine bedeutungsvolle Bekräftigung in den Resultaten, zu welchen J. M. Schäberle, Astronom des Lick-Observatoriums, durch seine eingehenden Untersuchungen der äussern Formen der Corona gelangte. Er fand, dass alle Coronastrahlen, welche auf den bei der totalen Sonnenfinsternis am 16. April 1893 in Mina Bronces in Chile aufgenommenen Photographien zu sehen sind, mit elliptischen und parabolischen Bahnen zusammenfallen, in deren Focus sich die Sonne befindet, ja er konnte selbst die einzelnen Strahlen auf ihre Eruptionszentra zurückführen, die in der That auf der Sonne erkennbar waren. Er hält es schon aus seinen Untersuchungen für sichergestellt, dass die Strahlen der Corona nichts anderes sind, als die Ströme der im reflektierten Licht leuchtenden von der Sonne ausgeworfenen Materie. Besonders beachtenswert ist, dass, wie er noch ausdrücklich bemerkt, die Ströme gar keinen Widerstand des Mittels erkennen lassen, ein Geständnis, das um so wertvoller ist, als er selbst die Erscheinungen unter Annahme einer hohen Sonnenatmosphäre zu deuten sucht. Ich sehe hierin, durch die Be-

obachtung bestätigt, dass sich diese Erscheinungen der sogenannten Sonnenatmosphäre im leeren Raum abspielen. Wenn wir beachten, dass unsere Meteore, die doch kompakte Massen sind, schon in 40 Meilen Höhe in unserer Atmosphäre aufleuchten und schon in der Höhe von mehrern Meilen vollständig gehemmt werden, so müssen wir es für unmöglich erkennen, dass die äusserst feinen Nebel der Corona in irgend einer Atmosphäre ungestörte Bahnen mit so enormer Geschwindigkeit durchlaufen können. Sie verlangen zum mindesten denselben leeren Raum wie die Kometen, die durch dieselben Räume ihren Lauf zu nehmen haben.

Es wurden allerdings schon vor Jahren die weissen Protuberanzen von H. P. Tacchini als staubförmige Gebilde angesehen und andererseits auch die Corona in ähnlicher Weise aufgefasst; allein durch die hier zu Grunde gelegte Untersuchung wird der Ursprung dieser staubartigen Materie gezeigt und durch die Annahme eines leeren Raumes an Stelle der bisherigen hohen Sonnenatmosphäre für die Strömungen der Coronastrahlen freie Bahn geschaffen.

Unsere Annahme, dass wir in den Coronastrahlen den zerstreuten Wasserstoff in Staubform sehen, findet ebenfalls in den Beobachtungen des H. Schäberle eine interessante Stütze. Er bemerkt, dass die hohen Bahnen dieser Ströme nur teilweise sichtbar sind, indem selbst schon der eine sichtbare Ast nur bis zu gewisser Höhe vorhanden erscheint, die Vollendung in der Höhe aber fehlt. Wir erklären dieses daraus, dass der anfangs verdichtete Wasserstoff oder ähnliche Gase auf ihrer Bahn, durch die intensive Sonnenstrahlung erwärmt, Gasform angenommen und so unsichtbar geworden sind. Sehen wir uns die Umstände näher an.

Eine Bahn, die sich zu einer Höhe erhebt, welche dem Sonnenhalbmesser gleichkommt, würde zum Anstieg 69^{m} fordern; es müsste also die Staubform etwa 30^{m} lang in der Sonnenstrahlung bestehen können, wenn ungefähr $^{2}/_{3}$ der Bahn sichtbar sein soll.

Folgende Tabelle enthält die Zahlendaten, welche bei der Beurteilung der gegebenen Erklärungen zur Geltung kommen:

Höhe des Aufstiegs (Sonnenradius = 1)	0.1	0.3	0.5	0.7	1.0	2.0
Anfangsgeschwindigkeit in *km* per ^{s} .	184.4	293. 7	353.0	392.4	432.4	499.2
Erhebungszeit . .	$12^{m}53^{s}$	$25^{m}43^{s}$	$37^{m}33^{s}$	$49^{m}33^{s}$	$69^{m}0^{s}$	$183^{m}19^{s}$

In Erwägung, dass die Eisnadeln unserer Cirruswolken überhaupt sich unverändert in der Sonnenstrahlung erhalten, dürfte diese Erklärung nicht unannehmbar erscheinen.

Jene Ströme, welche schon Gasform angenommen haben, geben ferner eine Erklärung des von Janssen bekannten photosphärischen Netzes, das schon H. Janssen selbst aus den Bewegungen der Sonnenatmosphäre erklärte. Die hier behandelten Strömungen geben eine insofern vollständigere Erklärung, als auch die grosse Veränderlichkeit dieses Netzes im Zeitraum von 1—2 Stunden mit den hier anzunehmenden Fallzeiten in bester Übereinstimmung steht.

In ganz gleicher Weise erklärt sich dieselbe Veränderlichkeit in den Strahlen der Corona selbst; sie entspricht natürlich den ganz gleichen Erhebungszeiten unserer Ströme.

Schliesslich erklärt die Gasform der zurückkehrenden Ströme, dass das Spektroskop nicht nur in den Coronastrahlen, sondern ebenso auch in den Zwischenräumen derselben die Linien des Wasserstoffs aufweisen kann.

Erklärung der Sonnenfackeln. Die von der Sonne mit enormer Geschwindigkeit in den leeren Raum geschleuderten Hydrogenium-Massen müssen natürlich unter dem Einflusse der Gravitation alleinstehend in geraden oder krummen Bahnen zur Sonne wieder zurückkehren. Sie werden mit derselben Geschwindigkeit auf der Oberfläche derselben ankommen, mit welcher sie ausgegangen sind, und müssen demnach Meteoren gleich in die Sonnenatmosphäre einschlagen. Schon in den höchsten Schichten der Atmosphäre werden sie daher, je nach dem Masse der eintretenden Hemmung, enorme Wärmegrade hervorrufen, welche die Wärme der übrigen Oberfläche weit übersteigen, da nun nicht nur die durch Zerstreuung des Gases verlorene Wärme wieder gewonnen werden muss, sondern auch die enorme Bewegungsgrösse der rasch aufsteigenden Protuberanz in Wärme verwandelt wird, die noch vermehrt wird durch jene, welche durch die Strahlung der Sonne gewonnen wurde. Dass die so hoch erhitzten Stellen der Oberfläche auch heller leuchten müssen, kann wohl nicht bezweifelt werden. Solche hellern Stellen der Oberfläche sind bekanntlich die Sonnenfackeln. Die Verhältnisse ihrer Beobachtung stimmen recht gut mit der Annahme überein, dass sie eben nichts anderes sind, als jene Stellen, wo die Ströme der die Sonne umgebenden Gasmeteore auf dieselbe niederstürzen. Die Ströme werden zwar in ihrer Bahn in grossen Höhen sich etwas ausbreiten, allein in der Nähe der Oberfläche mit den dort häufigen Gegenströmen zusammentreffen und in Bahnen gelenkt werden, welche jene langgezogenen Formen erzeugen können, die den Fackeln eigentümlich sind. Dass sie die Fleckenzone nicht weit überschreiten und um die Fleckengruppen dichter stehen, erklärt sich daraus, dass dort die Eruptionen auftreten, deren Folgen sie eben sind.

Ich möchte an diesem Orte nur zwei Eigentümlichkeiten der Fackeln besprechen, deren besonders einfache Erklärung auf Grund der entwickelten Anschauungen eine vortreffliche Bestätigung derselben ausmacht. Die Fackeln werden bekanntlich nur gegen den Sonnenrand zu für den Beobachter sichtbar. Man hat diese Erscheinung bisher mit der Annahme zu erklären gesucht, dass die Fackeln erhöhte Stellen der Photosphäre sind, welche infolge dessen von der zunehmenden Absorption gegen den Rand zu weniger geschwächt werden als die tiefer liegende Photosphäre. Wenn die Fackeln jene Stellen sind, wo die Gasmeteore in die Sonne einschlagen, so ist damit auch ihre höhere Lage erklärt, zwar nicht durch eine höhere Lage der Photosphäre, welche durch die Beobachtung am Sonnenrand sich durchaus nicht bemerkbar macht, sondern durch die Anhäufung und ein hohes Glühen der auf die Sonne herabstürzenden Gase, welche ja schon in den höchsten Schichten aufleuchten und sich stauen müssen. Dies findet sich auch durch die Beobachtung auffallend bestätigt. Schrieb doch P. Secchi vor vielen Jahren: lorsqu'une facule est au bord solaire tout au moins la chromosphère est plus vive et plus haute. Ich selbst habe auch schon vor Jahren dasselbe bemerkt und ausgesprochen. Diese Übereinstimmung der ohne irgend eine Präoccupation gemachten Beobachtungen ist von grosser Bedeutung für die Richtigkeit unserer Anschauungen. Eine geringere Absorption muss noch überdies auch die gewaltige Erhitzung der absorbierenden Schicht selbst zur Folge haben. Da die Fackeln bei ihrem Überschreiten des Sonnenrandes höchstens geringe Erhöhungen der Chromosphäre erkennen lassen, so dürfen wir auch der äussersten Sonnenatmosphäre keine merklich grössere Höhe zuschreiben, als die Chromosphäre erreicht. Indem wir die Höhe derselben soweit herabsetzen, ist auch die Frage gelöst, warum der Wasserstoff über der Chromosphäre so plötzlich nicht leuchtet, während doch eine stehende Sonnenatmosphäre unmöglich so kalt sein kann.

Wir wollen uns nicht verhehlen, dass die lang andauernden Protuberanzen unserer Annahme eines leeren Raumes Schwierigkeit bereiten, allein es ist zu beachten, dass durch die Annahme einer jedenfalls sehr

dünnen hohen Atmosphäre die Schwierigkeit nicht gehoben wird, weil, wie in den frühern Ausführungen gezeigt wurde, die Protuberanzen in einer solchen Atmosphäre im ganz gleichen Zustande der Zerstreuung sich befinden müssen, wie im leeren Raume. Die Lösung muss anderswo gesucht werden.

Eine zweite sonderbare Eigentümlichkeit der Fackeln ist, dass sie gerade die den Protuberanzen eigenen Linien sehr hell zeigen, so namentlich die mit K bezeichnete Linie, so dass es den Astronomen Hale und Deslandres möglich wurde, die Fackeln mitten auf der Sonnenscheibe zu photographieren. Bei der Entdeckung dieser Erscheinung war man geneigt, die Fackeln geradezu für die projizierten Formen der Protuberanzen zu halten. Diese Annahme wird allerdings durch die alltägliche Beobachtung widerlegt. Dass aber die Fackeln dennoch dieselben Linien aufweisen, erklärt sich sehr natürlich daraus, dass es ja identisch dieselben Gase sind, die in den Protuberanzen aufgestiegen waren, welche durch ihr Herabstürzen auf die Sonne aufglühen und dadurch die Fackeln erzeugen; die Fackeln sind identisch, nicht mit den aufsteigenden Protuberanzen, sondern mit den zur Sonne zurückkehrenden Massen derselben und zeigen darum dieselben Linien. Hiermit ist auch die glühende Gasschicht, welche Hale und Deslandres bloss auf Grund ihrer Beobachtungen über den Fackeln angenommen hatten, bestätigt und ganz natürlich erklärt. Wo Fackeln stehen, werden demnach gerade keine Protuberanzen Platz finden; wohl aber neben denselben, weil die einschlagenden Ströme zur Entstehung von Ausströmungen Veranlassung sein können; darum sehen wir doch häufig am Rande projizierte Protuberanzen auch über den Fackeln. Daraus erklärt sich auch die Andauer der eruptiven Thätigkeit auf demselben Fackelgebiete.

Dieser Wechsel der mit enormer Schnelligkeit aufsteigenden und ebenso niederstürzenden Ströme sind die gewaltigen Konvektionsströme, welche allein im stande sind, in Form von ungeheuerer Bewegung jene enorme Wärmequantität auf die Oberfläche der Sonne zu befördern, welche von derselben beständig in den Himmelsraum ausgestrahlt wird.

Ich habe nun noch zu bemerken, dass meine Erklärung der Fackeln in vollkommenster Übereinstimmung steht mit der von Egon von Oppolzer in neuester Zeit aufgestellten und der Akademie in Wien vorgelegten Theorie der Sonnenflecke. H. von Oppolzer braucht bei seiner Erklärung eine heisse Gasschicht über den Flecken. Er nimmt, nicht ohne guten Grund an, dass es auf der Sonne auch solche Stellen geben müsse, wo die Atmosphäre niedersinkt und durch adiabatische Kompression viel höhere Temperatur gewinnt, als in dieser Höhe herrscht, ganz in der Weise wie es von H. J. Hann über den Gebieten hohen Luftdruckes auf Erden nachgewiesen ist. Die hier gegebene Erklärung deckt die dynamische Ursache dieses Niedersinkens auf der Sonne und zeigt den Ursprung dieser hoch erhitzten Schicht; sie findet sich überall über den Fackeln, und in der That, in der Mitte der Fackeln bilden sich bekanntlich die Flecken.

Über die Ursache der Linien-Verschiebungen im Spektrum der Protuberanzen. Die zur Sonne niederstürzenden Gasmeteore geben uns eine überraschend einfache Erklärung der merkwürdigsten Erscheinung, welche die Beobachtung der Sonne darbietet, nämlich der Verschiebung der Spektrallinien. Diese Erscheinung, ebenso ausgezeichnet durch ihre Seltenheit, als durch ihr überraschend plötzliches Auftreten und rasches Verschwinden, konnte bisher vom Beobachter nur wie ein Prodigium bewundert, aber nicht erklärt werden. Höchst rätselhaft war sowohl das Auftreten am Fusse der Protuberanzen in der Chromosphäre, als auch jenes inmitten der Protuberanz und selbst in grossen Höhen. Mochte man auch zur Erklärung der gewaltigen Eruptionen die ungeheuern Kräfte im Innern der Sonne voraussetzen, es blieb doch ganz undenkbar, wie in einem gasförmigen Körper Kräfte in horizontaler Richtung allein zur

Wirkung gelangen sollten, während doch bei innerm Druck der kleinste Widerstand nach aufwärts vorhanden ist. Der Beobachter sieht aber, wenn eine so seltene Erscheinung sich darbietet, bisweilen in der Länge von 100000 *km* am Sonnenrand im Intervall von $^1/_4$ Stunde eine Bewegung in der Gesichtslinie von 100—200 *km* in der Sekunde sich entwickeln und viele Minuten lang andauern, während doch eine Höhendifferenz von nur 1000 *km* schon tausendmal kleinern Druck darbietet.

Durch die Annahme einer Art von Explosion die Erscheinung zu erklären, ist schon aus diesem Grunde unmöglich. Wollte man aber auch annehmen, dass durch Explosion trotz des geringern Druckes nach oben, doch auch eine enorme und dauernde seitliche Bewegung zu stande käme, so müsste doch diese durchaus nach allen Seiten zugleich, also ebenso auch in entgegengesetzter Richtung stattfinden; es müsste die Verschiebung immer gegen rot und gegen blau zugleich auftreten; dies ist aber durchaus nicht der Fall, es werden vielmehr gewöhnlich nur einseitige Bewegungen beobachtet.

Dieses Rätsel erklären uns leicht und vollständig die auf die Sonne zurückstürzenden Ströme der Gasmeteore. Trifft ein solcher Strom zufällig auf eine Eruptionsstelle, so werden beide Ströme, welche ja nach den Beobachtungen in der That eine etwas geneigte Richtung zu haben pflegen, sich zu einem resultierenden vereinigen, welcher mehr oder weniger horizontal verlaufen muss.

Aus der Verschiedenheit in Richtung, Intensität und Ausdehnung dieser Ströme lassen sich auch die sonderbarsten Einzelheiten dieser launenhaften Erscheinungen erklären. Vor allem ist die Möglichkeit und das gewöhnliche Vorkommen nur einseitiger Verschiebungen vollständig erklärt; es erklären sich ferner noch das lokale Auftreten solcher Störungen, der rasche Wechsel in Intensität an benachbarten Stellen und auch an derselben Stelle, der sich durch das feine Auslaufen der durch Verschiebung entstehenden kegelförmigen Formen so auffallend kund giebt und für solche Punkte ganz exorbitante Geschwindigkeiten ergiebt, wie sie unmittelbar beim Aufstieg nicht beobachtet werden. Es ist nicht ganz unmöglich, dass durch gegenseitiges Einengen günstig gerichteter Ströme in der Axe der resultierenden Bewegung selbst eine grössere Geschwindigkeit zu stande kommt, als die Komponenten einzeln liefern.

Noch auffallender und nicht minder unerklärlich schienen die Erscheinungen der Linienverschiebung in den Protuberanzen selbst zu sein, namentlich wenn sie ganz lokal in enormen Höhen auftreten. Im Verlaufe von wenigen Minuten sieht man eine Bewegung von 100—200 *km* in der Sekunde entstehen, sie beschränkt sich nur auf eine enge Stelle, lässt die Umgebung ganz unberührt. Bisweilen ist die Bewegung schon nach ein paar Minuten vorüber, andere Male währt sie eine halbe Stunde lang an derselben Stelle. Während es einerseits höchst rätselhaft erscheint, dass in Höhen von vielen tausend Meilen in der Atmosphäre plötzlich so enorme Kräfte auftreten können, und dass die erzeugte Bewegung in wenigen Minuten wieder sistiert werden kann, ist es nicht minder rätselhaft, wie eine solche Bewegung eine halbe Stunde lang sichtbar bleiben kann, da ja während dieser Zeit die Masse gegen 300000 *km* durchlaufen müsste.

Alle diese Erscheinungen erklären sich sehr leicht und natürlich aus den Strömen der Gasmeteore. Trifft nämlich eine rasch aufsteigende Protuberanz mit einem solchen niedersteigenden zusammen, so wird an der Stelle des Zusammenstosses auch in den grössten Höhen durch Vereinigung der beiden Ströme eine seitliche Komponente erzeugt, welche, soweit sie in die Gesichtslinie fällt, eine entsprechende Verschiebung des Spektrallichtes nach der einen oder andern Seite allein zur Folge haben muss. Tritt die aufsteigende Masse aus der Richtung jenes Stromes aus, so findet die Erscheinung in kurzer Zeit ihr Ende, die mitgerissenen Massen zerstreuen sich.

Nur so können die enormen Bewegungserscheinungen erklärt werden, welche ich in der Protuberanz am 18. August 1890 beobachtet habe, wo in 40—50″ Höhe ganz lokal eine Bewegung von 150 *km* in der Sekunde eine halbe Stunde lang währte, während wiederum in der Höhe von 370″ ein kleines Wölkchen mit der Geschwindigkeit von 167 *km* sich von uns entfernte, wovon die scheinbar danebenstehenden Stückchen gar nicht beeinflusst wurden (s. Compt. rend. **111.** pag. 562).

Dass bei dieser Erklärung das Zusammentreffen eines gewaltigen eruptiven Strahles mit einem ebenso gewaltigen niedersteigenden Strome an sich sehr unwahrscheinlich erscheint, bekräftigt nur die Richtigkeit unserer Auffassung; denn es handelt sich ja um die Erklärung einer sehr seltenen Erscheinung, welche offenbar nicht auf alltäglichen Ursachen beruhen kann. Es ist übrigens das Zusammentreffen solcher Ströme nicht so ganz unwahrscheinlich, da die Eruptionen auf Fleckengebieten keine Seltenheit mehr sind, und die emporgeschleuderten Massen zumeist auf dasselbe Gebiet wieder zurückstürzen müssen.«

Parallaxe der Sonne. David Gill veröffentlicht eine Untersuchung über den definitiven Wert der aus den Heliometerbeobachtungen (1888 und 1889) der kleinen Planeten Victoria, Sappho und Iris sich ergebenden Sonnenparallaxe[1]). Die definitiven Werte, welche jeder dieser Planeten für die Sonnenparallaxe π ergab, sind:

Victoria	$\pi = 8.8013'' \pm 0.0061$
Sappho.	$\pi = 8.7981 \pm 0.0114$
Iris	$\pi = 8.8120 \pm 0.0090$

Das Mittel daraus $\pi = 8.8036 \pm 0.0046''$ ist als definitiver Wert dieser heliometrischen Beobachtungen zu betrachten unter der Voraussetzung, dass kein unberücksichtigter systematischer Fehler in dieser Messungsweise vorkommt. Indessen giebt es noch zwei Ursachen zu systematischen Fehlern in den Messungen, nämlich unrichtig angenommene Werte für die relativen Distanzen der benutzten Planeten von der Erde und Fehler, die aus ungleicher Brechbarkeit des Lichtes der drei Planeten und desjenigen der als Vergleichsterne benutzten Fixsterne entstehen können. Indem Gill hierauf näher eingeht, findet er als definitiven Wert der Sonnenparallaxe aus obigen Messungen $\pi = 8.802''$ mit einem wahrscheinlichen Fehler von $\pm 0.005''$ und betont, dass innerhalb dieser Grenzen der Unsicherheit der angegebene Wert zuverlässig sei.

Die Eigenbewegung der Sonne ist von G. Kobold auf Grund der Eigenbewegungen des Auwers-Bradley'schen Katalogs nach der von Bessel gegebenen Rechnungsmethode neu untersucht worden[2]). Über die Existenz dieser Eigenbewegung kann durchaus kein Zweifel mehr herrschen, ebenso ist es sicher, dass die Richtung derselben nicht sehr von 270° Rektaszension abweicht, allein die Deklination dieses Zielpunktes ergab sich aus den zahlreichen bisherigen Untersuchungen recht abweichend. Kobold hat von den 3268 Sternen

---

[1]) Bull. Astron. **12.** p. 319. 1896.
[2]) Nova Acta Soc. Imp. **64.** Nr. 5. Halle 1895.

des angegebenen Katalogs 1406 ausgewählt, bei welchen der wahrscheinliche Fehler des Richtungswinkels der Eigenbewegung 10° nicht überschreitet. Er findet als Koordinaten des Zielpunktes der Sonnenbewegung: Rektaszension 266° 30′, Deklination — 3° 4.5′.

Planeten.

Planetoidenentdeckungen. Nach der Zusammenstellung von Paul Lehmann[1]) sind folgende Planeten aus der Gruppe zwischen Mars und Jupiter 1895 entdeckt worden:

(391) BE	am	1.	Nov.	1894	von	Wolf	in	Heidelberg
(392) BF, Wilhelmina	»	4.	»	»	»	»	»	»
(393) BG	»	4.	»	»	»	»	»	»
(394) BH	»	19.	»	»	»	Borrelly	»	Marseille
(395) BK	»	30.	»	»	»	Charlois	»	Nizza
(396) BL	»	1.	Dez.	»	»	»	»	»
(397) BM	»	19.	»	»	»	»	»	»
(398) BN	»	28.	»	»	»	»	»	»
(399) BP	»	23.	Febr.	1895	»	Wolf	»	Heidelberg
(400) BU	»	15.	März	»	»	Charlois	»	Nizza
(401) BF, Ottilia	»	16.	»	»	»	Wolf	»	Heidelberg
(402) BW	»	21.	»	»	»	Charlois	»	Nizza
(403) BX	»	18.	Mai	»	»	»	»	»
(404) BY	»	20.	Juni	»	»	»	»	»
(405) BZ	»	23.	Juli	»	»	»	»	»
(406) CB	»	22.	Aug.	»	»	»	»	»
(407) CC	»	13.	Okt.	»	»	Wolf	»	Heidelberg
(408) CD	»	13.	»	»	»	»	»	»

Ausserdem wurden noch als vermutlich neue aufgefunden die Planeten BO, BQ und CE. Die Beobachtungen der beiden erstgenannten sind für eine Bahnberechnung ganz unzureichend, in bezug auf den dritten sind die Untersuchungen, ob es sich hierbei nicht um einen älteren Planeten, nämlich (188) Menippe, handelt, noch nicht abgeschlossen. — Die Nummer (330), welche bisher in dem Planetenverzeichnis frei gelassen war, ist nachträglich dem am 18. März 1892 von Wolf in Heidelberg entdeckten Paneten 1892 X zuerteilt worden. Unter den bisher nur mit Nummern und Buchstaben bezeichneten Planeten hat (369) den Namen Aëria, (384) den Namen Burdigala erhalten.

Aus den nur vereinzelten Helligkeitsschätzungen der neuen Planeten ergaben sich folgende Werte für die mittlere Grösse m_0 und für die Grössengrenzen m_1 und m_2 zur Zeit der Opposition.

	m_0	m_1	m_2		m_0	m_1	m_2
(391)	13.4	10.9	15.0	(400)	14.5	14.0	15.0
(392)	12.2	10.9	13.1	(401)	12.6	12.4	12.9
(393)	11.0	8.5	12.6	(402)	10.7	10.0	11.3
(394)	13.0	11.5	14.2	(403)	12.0	11.4	12.6
(395)	13.0	12.2	13.6	(404)	13.0	11.7	14.1
(396)	13.2	12.7	13.7	(405)	11.0	9.2	12.3
(397)	12.6	10.9	13.8	(406)	13.5	12.3	14.4
(398)	12.0	—	—	(407)	11.8	11.4	12.2
(399)	13.0	12.6	13.4	(408)	13.4	12.6	14.1

[1]) Vierteljahrsschrift d. astron. Gesellschaft. 31. p. 80.

Von bemerkenswertern Ähnlichkeiten der Bahnelemente seien die folgenden hervorgehoben:

(391)	☊ = 212.7°	i = 23.1°	φ = 18.0°	a = 2.32
(25)	214.3	21.6	14.6	2.40
(393)	☊ = 215.0	i = 14.9	φ = 19.2	a = 2.77
(216)	216.0	13.0	14.5	2.79
(394)	☊ = 68.1	i = 6.3	φ = 13 2	a = 2.77
(9)	68.5	5.6	7.1	2.39
(396)	☊ = 250.8	i = 2.1	φ = 5.0	a = 2 81
(147)	251.2	1.9	2.0	3.13
(399)	☊ = 347.3	i = 13.0	φ = 4.1	a = 3.06
(117)	349.6	14.9	1.5	2.99
(134)	346.3	11.6	6.7	2.56
(366)	348.1	10.6	3.8	3.14
(385)	345.8	13.7	7.5	2.85
(400)	☊ = 328.7	i = 10.6	φ = 5.3	a = 3.13
(174)	329.0	12.1	8.1	a = 2.86
(401)	☊ = 39.1	i = 6.1	φ = 2.3	3.33
(151)	39.0	6.5	2.1	2.59
(162)	38.2	6.1	10.6	3.02
(272)	38.0	4.5	1.7	2.78
(402)	☊ = 129.5	i = 11.8	φ = 6.4	a = 2.55
(166)	129.6	12.0	12.1	2.69
(404)	☊ = 92.9	i = 14.0	φ = 11.7	a = 2.58
(369)	94.5	12.7	5.5	2.65
(406)	☊ = 317.2	i = 4.2	φ = 10.5	a = 2.91
(212)	315.2	4.3	6.5	3.11
(407)	☊ = 295.1	i = 7.5	φ = 3.9	a = 2.62
(38)	296.5	7.0	8.9	2.74

Beobachtungen der Venus auf der Lickssternwarte 1889. In den Monaten Mai und Juni 1889 wurde der Planet Venus auf Mount Hamilton bei jeder geeigneten Gelegenheit während des Tages am 12zolligen oder 36zolligen Refraktor beobachtet. Meistens war jedoch nichts Besonderes an diesem Planeten zu bemerken. Bei fünf Gelegenheiten hat jedoch Prof. Holden matte dunkle Flecken wahrzunehmen geglaubt und Zeichnungen davon entworfen. Am 29. Mai 3^h 53^m Sternzeit wurden am 36 Zoller zwei kleine Einbuchtungen in der Lichtgrenze der Venussichel gesehen oder vielmehr eine davon nur vermutet. Auch sah man einige dunklere Flächen und ein paar helle Punkte. Die an andern Tagen wahrgenommenen dunklen Flecken hält Prof. Holden nicht für real, sondern für Kontrasterscheinungen, hervorgerufen durch den sehr glänzenden Rand des Planeten [1]).

[1]) Bull. of the Astron. Society of de Pacific 1896. Nr. 50. p. 187.

Die Abplattung des Mars ist aus der Beobachtung der Marsmonde abgeleitet worden [1]). Es lässt sich nämlich die Abplattung und die Lage des Äquators eines Planeten aus Beobachtungen seiner Trabanten mit grosser Genauigkeit ableiten, wenn die Beobachtungen einen hinreichend langen Zeitraum umfassen, um die Bewegung der Knoten und Apsidenlinien mit genügender Sicherheit zu erkennen. Auf diesem Wege sind jene Grössen, welche für jeden Planeten von fundamentaler Bedeutung sind, zuerst für Jupiter genauer bestimmt worden. In letzterer Zeit haben ferner die fortgesetzten Beobachtungen der Saturnsatelliten es ermöglicht, auch für Saturn die Abplattung und die Lage des Äquators innerhalb sehr enger Grenzen einzuschliessen. In bezug auf Mars stehen zwar nur wenige grössere Beobachtungsreihen der Satelliten, die durch längere Intervalle von einander getrennt sind, zu Gebote; der Umstand jedoch, dass der innere Marstrabant eine sicher nachweisbare Exzentrizität der Bahn besitzt, und beide Trabanten merkliche Neigungen gegen den Marsäquator haben, begünstigt die Bestimmung der Apsiden- und Knoten-Bewegungen, aus welchen die Abplattung, wegen der geringen Entfernungen der Trabanten vom Planeten, mit grosser Genauigkeit hervorgeht. Die Grösse der Abplattung und die Schnelligkeit, mit welcher infolge derselben die Bahnebenen der Trabanten oszillieren, macht es ferner möglich, schon aus den über 17 Jahre sich erstreckenden Beobachtungen recht genäherte Werte für die Koordinaten des Marsäquators abzuleiten.

Dies hat nun Prof. H. Struve ausgeführt und in der oben genannten Abhandlung einen vorläufigen Bericht seiner Untersuchungen gegeben. Als Ausgangspunkt diente eine Beobachtungsreihe der beiden Marsmonde, die Prof. Struve im Herbst 1894 am 30 zolligen Refraktor zu Pulkowa erhalten. Ferner konnten die zahlreichen Washingtoner Beobachtungen während der günstigen Opposition des Mars in den Jahren 1877, 1879 und 1892 benutzt werden, sowie einige Messungen auf der Lick-Sternwarte. Die aus diesen Beobachtungen berechneten Bahnen der beiden Marsmonde ergaben bezüglich der Lage des Marsäquators sehr sichere Resultate, obgleich die Knotenlinie der Deimos-Bahn seit Entdeckung der Trabanten noch nicht einmal ein Drittel ihrer Umlaufsbewegung vollendet hat. Es fand sich für den Marsäquator, bezogen auf die Marsbahn, für 1880.0: Neigung = 25° 12.7′, Knoten 80° 47.5′ oder auf den Erdäquator 1880 bezogen:

$$N = 47^\circ\ 0.6' \text{ jährliche Veränderung } + 0.472'$$
$$J = 37^\circ\ 29.9' \quad \text{»} \qquad \text{»} \qquad - 0.244'.$$

Aus der gefundenen Bewegung der Apsidenlinie des Phobos findet Prof. Struve unter der Annahme, dass der Äquatorialradius des Mars 4.80″ und die Rotationsdauer 24.62297^h beträgt, für die Abplattung den Wert $^1/_{190}$, also viel zu klein, um durch direkte

[1]) Astron. Nachr. Nr. 3302.

Messungen erkennbar zu sein. Das Verhältnis der Zentrifugalkraft zur Schwere am Äquator des Mars ist nur wenig vom Werte der Abplattung verschieden, was bekanntlich auch für die Erde der Fall ist. Man kann daraus, bemerkt Prof. Struve, schliessen, dass das Gesetz der Dichtigkeit für beide Planeten näherungsweise dasselbe ist, wohingegen bei Jupiter und Saturn die Zunahme der Dichtigkeit nach dem Innern eine erheblich grössere sein muss.

Lowell's neue Karte des Mars. Auf Grund der Beobachtungen, welche Percival Lowell, W. H. Pickering und M. Douglas in der Zeit von Mai 1894 bis April 1895 über den Mars am 18 zolligen Refraktor des Flagstaff-Observatoriums in Arizona angestellt haben, hat Lowell eine neue Karte des Mars in Merkatorprojektion entworfen und dieselbe gleichzeitig mit einer Beschreibung des Planeten veröffentlicht[1]). Bei der Opposition von 1894 hatte (wie überhaupt bei allen günstigen Oppositionen der Neuzeit) die Axe des Mars eine solche Stellung, dass hauptsächlich der Südpol der Erde zugekehrt war, und die Regionen dieses Planeten bis zu 40° nördl. Br. noch mit Vorteil untersucht werden konnten. In dem obigen Werke behandelt Lowell hauptsächlich diejenigen Erscheinungen, welche mit der grossen südlichen Schneeschmelze auf den Mars in Verbindung stehen, und aus denen er eine Reihe interessanter Schlüsse zieht, von denen jedoch die hauptsächlichsten bereits früher vor ihm veröffentlicht und an dieser Stelle besprochen worden sind[2]). Der wichtigste Teil des Werkes ist die neue Karte des Mars, in welcher nicht weniger als 288 Objekte, Meere, Seen und Kanäle, eingetragen sind. Folgendes ist das Verzeichnis derselben mit der Numerierung, welche sie in der Lowell'schen Marskarte tragen.

1 Fastigium Aryn
2 Socratis Promontorium
3 Sabaeus Sinus
4 Deucalionis Regio
5 Pyrrhae Regio
6 Noachis
7 Argyre
8 Oceanus
9 Protei Regio
10 Acesines
11 Hydriacus
12 Amphrysus
13 Garrhuenus
14 Cestrus
15 Aurorae Sinus
16 Caicus
17 Hipparis
18 Erannoboas
19 Dargamanes
20 Margaritifer Sinus
21 Ochus
22 Cantabras
23 Oxia Palus
24 Oxus
25 Palicorum Lacus
26 Dardanus
27 Tempe
28 Jamuna
29 Nilokeras
30 Indus
31 Hyphasis
32 Hydaspes
33 Lucus Feronia
34 Hydraotes
35 Hypsas
36 Ganges
37 Baetis
38 Hebe
39 Nectar
40 Gorax
41 Maeisia Silva
42 Chrysas
43 Agathodaemon
44 Coprates
45 Messeis Fons
46 Fons Juventae
47 Clitumnus
48 Ganymede
49 Chrysorrhoas
50 Lacus Lunae
51 Nilus
52 Labeatin Lacus
53 Meroe
54 Amystis
55 Catarrhactes
56 Uranius

[1]) Mars by Percival Lowell, Boston 1895.
[2]) Klein, Jahrbuch 6. p. 16 u. fl.

57 Bactrus
58 Hippocrene Fons
59 Acherusia Palus
60 Cyane Fons
61 Anapus
62 Artanes
63 Glaucus
64 Clodianus
65 Ceraunius
66 Palamnus
67 Fortunae
68 Iris
69 Mapharitis
70 Halys
71 Tithonius Lacus
72 Tithonius
73 Avus
74 Eosphorus
75 Lerne
76 Aesis
77 Daemon
78 Lacus Phoenicis
79 Araxes
80 Jaxartes
81 Maeander
82 Phasis
83 Gallinaria Silva
84 Acampsis
85 Solis Lacus
86 Bathys
87 Ambrosia
88 Ogygis Regio
89 Surius
90 Acis
91 Cyrus
92 Thyle I.
93 Drahonus
94 Cayster
95 Isis
96 Astrae Lacus
97 Malva
98 Benacus Lacus
99 Mogrus
100 Aonius Sinus
101 Herculis Columnae
102 Hyscus
103 Memnonia
104 Erynnis
105 Gorgon
106 Medusa
107 Elison
108 Parcae
109 Aganippe Fons
110 Ulysses
111 Sirenius
112 Thermodon
113 Nodns Gordii
114 Eumenides
115 Arduenna
116 Hercynia Silva
117 Arsine
118 Mareotis
119 Achana
120 Biblis Fons
121 Pyriphlegethon
122 Gigas
123 Bandusiae Fons
124 Ferentinae Lucus
125 Titan
126 Trinythios
127 Medus
128 Alcyonia
129 Brontes
130 Steropes
131 Arachoti Fons
132 Nitriae
133 Thyania
134 Augila
135 Neda
136 Ammonium
137 Utopia
138 Lucus Maricae
139 Liris
140 Eurymedon
141 Erinaeus
142 Evenus
143 Belus
144 Argea
145 Gyes
146 Castalia Fons
147 Hibe
148 Axon
149 Orcus
150 Erebus
151 Hypelaeus
152 Propontis
153 Hades
154 Trivium Charontis
155 Laestrygon
156 Atax
157 Tartarus
158 Aquae Apollinares
159 Bautis
160 Cophen
161 Antaeus
162 Axius
163 Avernus
164 Cyaneus
165 Mare Cimmerum
166 Leontes
167 Nestus
168 Atlantis
169 Padargus
170 Harpasus
171 Heratemis
172 Digentia
173 Mare Sirenum
174 Simois
175 Psychrus
176 Mare Chronium
177 Thyle II.
178 Scamander
179 Gaesus
180 Opharus
181 Helisson
182 Chaboras
183 Nereides
184 Chretes
185 Lucus Augitiae
186 Cerberus
187 Clepsydra Fons
188 Nymphaeus
189 Cambyses
190 Lucrinus Lacus
191 Pactolus
192 Aethiops
193 Eunostos
194 Elysium
195 Aponi Fons
196 Styx
197 Galaxias
198 Boreas
199 Achelous
200 Aquae Calidae
201 Boreosyrtis
202 Lethes
203 Amenthes
204 Astapus
205 Isidis Regio
206 Nepenthes
207 Libya
208 Triton
209 Syrtis Parva
210 Mare Tyrrhenum
211 Hesperia
212 Cinyphus
213 Eurypus
214 Flevo Lacus
215 Galaesus
216 Hesperidum Lacus
217 Cynia Lacus
218 Cephissus
219 Xanthus
220 Rha
221 Centrites
222 Achates
223 Sesamus
224 Athesis
225 Lemuria
226 Erymanthus
227 Hylias
228 Tedanius
229 Hadriaticum Mare
230 Orosines

231 Hippus
232 Carpis
233 Syrtis Major
234 Hyctanis
235 Dorsaron
236 Japygia
237 Solis Promontorium
238 Aeolus
239 Casuentus
240 Hammonis Cornu
241 Typhon
242 Anubis
243 Asopus
244 Arosis
245 Astaboras
246 Nilosyrtis
247 Phison
248 Sirbonis Lacus
249 Hipponitis Palus
250 Arsanias
251 Protonilus
252 Lacus Ismenius
253 Euphrates
254 Sitacus
255 Orontes
256 Eulacus
257 Labotas
258 Daradax
259 Solis Fons
260 Daix
261 Hiddekel
262 Arethusa Fons
263 Margus
264 Deuteronilus
265 Serapium
266 Gihon
267 Xisuthri
268 Edom Promontorium
269 Neudrus
270 Magon
271 Acalandrus
272 Hyllus
273 Alpheus
274 Peneus
275 Helias
276 Tyndis
277 Oenotria
278 Arsia Silva
279 Pallas Lacus
280 Nessonis Lacus
281 Lausonius Lacus
282 Nuba Lacus
283 Mare Icarium
284 Acheron
385 Mare Erythraeum
386 Ophir
387 Ausonia
388 Daphne

Über Anzeichen von dem Vorhandensein eines Planeten, welcher den Planetoiden Abundantia (151) in grosser Nähe begleitet, verbreitet sich Oberstleutnant von der Gröben [1]. Schon anfangs der achtziger Jahre ist die Bearbeitung des Planeten Abundantia auf besondere Schwierigkeiten gestossen, welche damals zu der Annahme führten, es sei in einer der ersten Oppositionen nach dem Entdeckungsjahre ein noch unbekannter Planet nahe am Orte der Abundantia irrtümlich für diesen gehalten worden. „Eine jetzt vorgenommene gründliche Diskussion des gesamten vorhandenen Beobachtungsmaterials hat diese Annahme derart bestätigt, dass Zweifel an ihrer Realität kaum mehr möglich sind. Aber noch Auffälligeres hat sich hierbei herausgestellt. Es gelang nämlich zwar, Bahnelemente zu ermitteln, welche fünf Normalorte — vier Oppositionen angehörend und einen Zeitraum von zwölf Jahren umfassend — mit einer, auch strenge Anforderungen völlig befriedigenden Genauigkeit darstellen; dagegen ergaben sich beim Vergleich der Beobachtungen aus drei andern Oppositionen mit der Rechnung nach jenen Elementen ganz erhebliche Differenzen; und in allen drei Elementen hatten die an Grösse nicht sehr verschiedenen Abweichungen gleiches Vorzeichen.

Unter solchen Umständen ist die Voraussetzung, dass es sich bei den betreffenden Beobachtungen jedesmal um einen andern, noch unbekannten Planeten gehandelt haben könne, ohne Zweifel so unwahrscheinlich, dass sie ernstlich nicht in Betracht kommen kann. Eher dürfte die Erklärung Glauben verdienen, dass die Widersprüche auf die Existenz eines Begleiters zurückzuführen seien, nahe genug, um gelegentlich mit Abundantia verwechselt werden zu können, und doch weit genug ab, um das gleichzeitige Erscheinen beider Gestirne im Gesichtsfelde des Fernrohrs auszuschliessen. Denn, neigt man

[1] Astron. Nachr. Nr. 3372.

der Hypothese zu, dass die Asteroiden die Reste eines, in Urzeiten durch eine Katastrophe zersprengten grössern Planeten seien, so wird man auch die Möglichkeit nicht unbedingt in Abrede stellen können, dass damals unmittelbar zusammenliegende Teile des Gesamtkörpers ausnahmsweise auch nahe gleichen Impuls empfangen haben könnten.

Am nächsten pflegt freilich unter ähnlichen Umständen die Vermutung zu liegen, dass die entstandenen Schwierigkeiten einfach das Ergebnis von Rechenfehlern seien. Hiergegen sprechen indessen im vorliegenden Falle: das Mass der peinlichen Vorsicht, womit die Rechnungen ausgeführt sind, sowie die Vielseitigkeit und Strenge der, wo es irgend möglich war, angewendeten Proben."

Verf. teilt den Gang seiner Rechnungen und Untersuchungen mit, woraus allerdings hervorgeht, dass seine Vermutung eines noch unbekannten Planeten, der gelegentlich mit No. 151 verwechselt wurde, guten Grund hat.

Durchmesser und Abplattung des Jupiter. Messungen zur Bestimmung der Dimensionen und der Gestalt dieses grössten Planeten im Sonnensystem sind schon seit etwa 200 Jahren angestellt worden, allein die meisten, besonders frühern Messungen zeigen nur geringe Übereinstimmung. So fand Arago aus seinen Messungen in den Jahren 1832—1845 den scheinbaren Äquatorialdurchmesser Jupiters in mittlerer Entfernung 38.01″, den Polardurchmesser 35.79″, die Abplattung also $\frac{1}{17.1}$. Mädler fand aus Messungen am kleinen Berliner Heliometer für diese Durchmesser die Werte 38.4″ und 35.9″, die Abplattung daher $\frac{1}{15.4}$. Erst die Messungen, welche Bessel 1833 und 1834 am 6 zolligen Heliometer zu Königsberg ausführte[1]), führten zu zuverlässigen Werten und ergaben im Mittel für den Äquatorialdurchmesser des Jupiter 37.66″, für den Polardurchmesser 35.24″, für die Abplattung $\frac{1}{15.6}$.

Seitdem wurden auch von anderer Seite Messungen der Jupiterscheibe ausgeführt, welche weiter unten zur Sprache kommen; genauere Untersuchungen über die Gestalt der Jupiterscheibe hat jedoch erst Prof. Schur ausgeführt, und zwar im Herbst 1891. Seine Absicht war, zu ermitteln, ob die in verschiedenen Richtungen gegen die Umdrehungsaxe bestimmten Durchmesser sich mit der Voraussetzung, dass der Umriss des Planeten eine genaue Ellipse sei, vereinigen lassen. Letzteres ergab sich in der That, und als Endresultat fand sich für die mittlere Entfernung des Jupiter:

Äquatorialdurchmesser	37.428″	Abplattung $\frac{1}{15.54}$.
Polardurchmesser	35.020″	

[1]) Königsberger Beobachtungen **19.** p. 102.

Seitdem fand Prof. Schur, dass schon 1857 Winnecke am 6zolligen Bonner Heliometer eine Reihe von Messungen zu dem nämlichen Zwecke ausgeführt hat, doch waren dieselben nicht berechnet worden. Er hat deshalb diese Berechnung ausgeführt und teilt die Ergebnisse seiner Untersuchungen nunmehr mit [1]. Aus den Winnecke-schen Messungen ergeben sich folgende Werte:

Äquatorialdurchmesser 37.430″
Polardurchmesser 35.106″ Abplattung $\frac{1}{16.10}$.

Ebenso fand sich, dass der Umriss der Jupiterscheibe völlig elliptisch ist. Seitdem hat Prof. Schur in den Jahren 1891—1896 noch eine Reihe von Bestimmungen der beiden Jupiterdurchmesser am 6zölligen Heliometer in Göttingen ausgeführt, welche zu folgenden Werten führt:

Äquatorialdurchmesser 37.423″
Polardurchmesser 35.100″ Abplattung $\frac{1}{16.3}$.

Prof. Schur hat ferner den scheinbaren Defekt der Jupiterscheibe in der Nähe der Quadraturen untersucht und findet, nach Berücksichtigung der Phase, dass der Äquatorialdurchmesser des Jupiter in der Nähe der Quadraturen im Mittel um 0.28″ zu klein gemessen wird. Er war früher der Meinung, diese Verkürzung des äquatorialen Durchmessers sei einer Wirkung der Refraktion in der Jupiteratmosphäre zuzuschreiben, insofern dieselbe am vollen und am unvollständig erleuchteten Rande eine verschiedene ist, indessen geht aus der Darstellung von Dr. Anding [2]) hervor, dass die scheinbare Verkürzung des Halbmessers zur Zeit der Quadraturen nur eine Folge der verschiedenen Beleuchtungsverhältnisse der beiden Ränder ist.

In einem zweiten Artikel hat Prof. Schur noch einige andere Messungsreihen am Jupiter berücksichtigt, die am Oxforder Heliometer erhalten worden sind, und giebt schliesslich folgende Zusammenstellung aller an grössern Heliometern ausgeführten Messungen des Jupiterdurchmessers zur Zeit der Opposition (A bezeichnet den Äquatorial-, B den Polardurchmesser, α die Abplattung):

	A	B	α
Bessel	37.66″	35.24″	1 : 15.6″
Johnson	37.31	35.11	1 : 16.9
Winnecke	37.39	35.20	1 : 17.1
Maine	37.14	34.94	1 : 16.9
Bellamy	37.19	35 02	1 : 17.1
Schur	37.42	35.10	1 : 16.2

Wird den Messungen von Bessel, Winnecke und Schur das doppelte Gewicht wie den übrigen beigelegt, so findet sich im Mittel aus allen Heliometermessungen des Jupiter:

Äquatorialdurchmesser 37.40″
Polardurchmesser 35.13″ Abplattung $\frac{1}{16.52}$.

---

[1]) Astron. Nachr. Nr. 3374.
[2]) Astron. Nachr. Nr. 3095.

Beobachtungen des Jupiter und seiner Flecke auf dem Dearborn-Observatorium hat G. W. Hough seit Jahren angestellt und sich dabei hauptsächlich auf die Äquatorialzone und die mittlern Breiten des Planeten beschränkt [1]). Flecken oder sonstige Oberflächengestaltungen werden selten jenseits 40° Breite gesehen, doch beobachtete Prof. Hough einen hellen Fleck in 62.3° s. Br. am 10. Nov. 1893. Die Beobachtungen geschahen am $18^1/_2$ zölligen Refractor bei 400 facher Vergrösserung; sie begannen 1879 und wurden mit Ausnahme des Jahres 1888 ununterbrochen fortgesetzt. Der grosse rote Fleck, welcher eine Reihe von Jahren hindurch sehr blass erschien, war vom 13. Dezember 1894 bis 23. Februar 1895 hinreichend deutlich, um mikrometrische Messungen seiner Länge und Breite zu gestatten. Am 16. Januar erschien das Centrum des Fleckes erheblich viel heller als die Ränder, so dass er sich ziemlich ringförmig darstellte, ebenso wie im Jahre 1885. Während der letzten 4 Jahre ist die Rotationsdauer nicht sehr von dem der Marth'schen Ephemeriden zu Grunde liegenden Werte $9^h 55^m 40.63^s$ verschieden gewesen. Die rötlichen Streifen, welche zwischen + 18° und — 18° liegen, werden als Äquatorialstreifen bezeichnet. Der südliche Teil derselben war während der Opposition 1894—1895 zu Zeiten mit einer grossen Anzahl kleiner heller Flecke besetzt. Am Nordrande des äquatorialen Streifens wurden während der Opposition von 1890 fünf kleine schwarze Flecken beobachtet, welche Rotationsperioden von $9^h 55^m 32.0^s$ bis 36.6^s lieferten; zwei davon waren 1891 wieder zu sehen, 1892 und 1893 dagegen keiner. Während der letzten Opposition wurden sechs schwarze Flecken beobachtet, von denen einige möglicherweise identisch sind mit denjenigen von 1890 und 1891. Im allgemeinen zeigen alle Flecken der Jupiteroberfläche eine veränderliche Eigenbewegung, und Beobachtungen, die sich über längere Perioden erstrecken, können nur dargestellt werden, wenn man die Rotationsdauer als Funktion der Zeit betrachtet. Während jeder Opposition seit 1880 wurden elliptische weisse Flecken in einem Streifen südlich von dem roten Flecke gesehen, ebenfalls solche in grösserer südlicher Breite, doch waren diese gewöhnlich zu schwach, um gemessen zu werden. Diese Flecken zeigten näherungsweise die gleiche Rotationsdauer wie der grosse rote Fleck.

Prof. Hough giebt eine Darstellung der Jupiteroberfläche in Merkatorprojektion für 1. März 1895. Die einzelnen von ihm beobachteten Streifen und Flecken sind darin mit Buchstaben bezeichnet, dagegen wurde das Detail der Struktur des grossen Äquatorialstreifens nicht gezeichnet, sondern nur die relative Lage der Flecken und Streifen. Die Längen in Zeit sind von Marth's Meridian II aus gezählt. Zwei andere Zeichnungen geben das Aussehen des Jupiter am 15. Februar und 19. März 1895; auf der ersten sieht man oben den 3. Mond bei seinem Durchgange als schwarzen Fleck, so dass man ihn irrtümlich für einen Schatten halten könnte.

---

[1]) Astron. Nachr. Nr. 3354.

Spektrographische Untersuchungen des Jupiter zur Bestimmung der Rotationsgeschwindigkeit desselben, hat A. Belopolsky am grossen Refraktor zu Pulkowa vom 19. April bis 2. Mai 1895 angestellt[1]). Als Mittel der Messungen an den besten Linien der Spektrogramme ergiebt sich aus acht Aufnahmen: 5.586 ± 0.10 geogr. Meilen. Da der Rand des Jupiter verwaschen und lichtschwach ist, so stellt diese Zahl nicht die relative Geschwindigkeit der Ränder selbst, sondern diejenige gewisser Punkte in bestimmtem Abstand von den Rändern dar. Die Reduktion auf die Geschwindigkeit der Ränder ergiebt im Mittel 6.06 ± 0.13 geogr. Meilen, und daraus folgt die lineare Rotationsgeschwindigkeit zu 1.54 geogr. Meilen oder 11.42 *km* pro Sekunde. Nimmt man für die Rotationsdauer des Jupiter $9^h 50^m$, so findet sich mit den neuern Bestimmungen seines Durchmessers die lineare Geschwindigkeit am Äquator zu 12.1 bis 12.8 *km* pro Sekunde. Der Unterschied gegen das Ergebnis der spektroskopischen Messung ist gering und würde vielleicht noch geringer sein, wenn nicht alle Mikrometermessungen den Durchmesser des Planeten schon infolge der Refraktion in dessen Atmosphäre grösser ergäben, als er wirklich ist. Auch beim Saturn wurde die lineare Geschwindigkeit aus Spektralbestimmungen kleiner erhalten, als aus der bekannten Umdrehungszeit und dem Durchmesser folgt.

Die Rotation der oberflächlichen Schichten des Jupiter ist auf Grund der neuern bisherigen Beobachtungen von Stanley Williams diskutiert worden[2]). Er kommt zu dem Ergebnisse, dass man neun bestimmte atmosphärische Strömungen auf diesem Planeten unterscheiden könne. Mit einer einzigen Ausnahme umkreisen die verschiedenen atmosphärischen Strömungen den Planeten vollständig; sie wurden daher in Zonen geteilt, die von Norden nach Süden gezählt werden. Die Grenzen sind hauptsächlich auf die eigenen Beobachtungen des Verfassers seit dem Jahre 1879 und auf Positionsbestimmungen nach Jupiterphotographien von der Lick-Sternwarte basiert; die Angaben über die mittlere Rotationsperiode einer jeden Zone beruhen auf persönlichen Schätzungen des Mittelwertes.

Die erste (nördlichste) Zone zeigt eine kleine Beschleunigung der Rotation seit 1862. Die zweite Zone, die etwa dem zweiten dunklen Gürtel nördlich vom Äquator entspricht, ist dadurch beachtenswert, dass für gewöhnlich die Bewegung hier fast genau die gleiche ist, wie die des roten Fleckes; zu Zeiten aber, wenn das Gebiet eine Störung erleidet, kann die Rotationsperiode auf $9^h 54^1/_2{}^m$ sinken und auf $9^h 56^1/_2{}^m$ steigen, weshalb in der Tabelle (s. u.) beide Werte angegeben sind. In auffallendem Kontrast zu dieser steht die folgende Zone, in der sowohl 1880 wie 1881 viel rascher sich bewegende, schwarze Flecke beobachtet wurden, die auch noch 1892 gesehen worden sind. Ob es sich hier um permanente, schnelle

[1]) Astron. Nachr. Nr. 3326.
[2]) Monthly Notices Royal Astron. Society, 1896. **56.** p. 143.

Strömungen oder um plötzliche, wenn auch lang anhaltende Eruptionen handelt, lässt sich noch nicht entscheiden. Aber die Thatsache einer grossen Geschwindigkeitsdifferenz zwischen den zwei benachbarten Zonen steht fest, und sie muss bei jeder Theorie über die Konstitution des Planeten berücksichtigt werden. Die vierte Zone weist weisse und schwarze Flecke an der Nordseite des nördlichen Äquatorgürtels auf und zeichnet sich durch die Beständigkeit der Bewegungsgeschwindigkeit seit ihrer ersten Feststellung durch Schroeter im Jahre 1787 aus. Die fünfte Zone ist die der grossen Äquatorialströmung, welche von Cassini in der zweiten Hälfte des 17. Jahrhunderts entdeckt worden. Die seit dieser Zeit ausgeführten, zahlreichen Bestimmungen weisen auf eine stetige Zunahme der Rotationsdauer hin, die in 70 Jahren auf fast 1/2 Zeitminute angewachsen ist, wobei die der nördlich vom Äquator liegenden Flecke die der südlich von ihm liegenden noch übertrifft. Die sechste und siebente Zone rotieren durchschnittlich so schnell wie der rote Fleck, der in der siebenten Zone liegt. Die achte Zone zeichnet sich durch grosse Gleichmässigkeit seit der ersten Bestimmung durch Schroeter aus, und die neunte oder südlichste Zone durch ihre verhältnismässig schnelle Strömung.

Nachstehende Tabelle giebt die Ausdehnung der einzelnen Zonen in Breite und ihre mittleren Rotationsperioden:

Zone	Breite			Rotationsperiode	
I.	+ 85°	bis	+ 28°	$9^h\ 55^m\ 37.5^s$	
II.	+ 28	»	+ 24	9 54 1/2	bis $9^h\ 56\frac{1}{2}^m$
III.	+ 24	»	+ 20	9 48	» 9 49 1/2
IV.	+ 20	»	+ 10	9 55 33.9	
V.	+ 10	»	— 12	9 50 20	
VI.	— 12	»	— 18	9 55 40	
VII.	— 14	»	— 28	9 55 40	
VIII.	— 18	»	— 37	9 55 18.1	
IX.	— 37	»	— 55	9 55 5	

Ein Blick auf diese Tabelle zeigt, wie abnorm und unsymmetrisch die meisten Strömungen sind. Auffallend unterscheidet sich die nördliche Hemisphäre von der südlichen; in der letztern fehlt die merkwürdige sich so schnell bewegende Region um + 25° der Breite vollständig. Vielleicht hat die Anwesenheit des grossen, roten Fleckes etwas hiermit zu thun. Anderseits fehlen der nördlichen Hemisphäre der rote Fleck und die beiden mässig schnellen Ströme der Zonen VIII und IX, da von der Breite + 28° bis fast zum Pole die Oberflächenströmung nahezu gleichmässig ist.

Die merkwürdigste Eigentümlichkeit dieser atmosphärischen Strömungen Jupiters ist, dass sie in genau ost-westlicher Richtung kreisen und wenig oder kein Zeichen einer Bewegung nach den Polen hin zeigen. Sie scheinen auch in der Regel scharf gegen einander begrenzt, ohne Anzeichen eines allmählichen Überganges von der einen zur andern, obschon von dieser Regel Ausnahmen existieren. Gleichwohl scheint auch eine Zirkulation in nördlicher oder

südlicher Richtung, und zwar hauptsächlich mittelst der schmalen Spalten und Streifen zu erfolgen, die man einige Bänder und helle Zonen Jupiters schräg durchsetzen sieht.

Saturn am $18^1/_2$ zolligen Refraktor des Dearborn-Observatoriums. Prof. E. E. Barnard bemerkt[1]), dass er zusammen mit S. Burnham am 13. Juli 1896 unter äusserst günstigen Umständen den Saturn mit verschiedenen Vergrösserungen des mächtigen Refraktors untersuchte, ohne eine Spur der Flecken auf der Scheibe und der Trennungen auf dem Ringe wahrzunehmen, welche andere Beobachter am kleinen Instrumente gesehen haben wollen. Unmittelbar nachher wurden zur Konstatierung der günstigen Luftverhältnisse Doppelsterne von weniger als 0.25″ Distanz gemessen. Hiernach sind allerdings die an kleinen Instrumenten gemachten Wahrnehmungen von Flecken auf dem Saturn mehr als problematisch.

Spektrographische Untersuchungen des Saturnringes. Dieselben wurden[2]) von A. Belopolsky mittels des photographischen Refraktors und des Spektrographen mit einem Prisma, Nr. 3, der Pulkowaer Sternwarte ausgeführt. Die niedrige Lage des Planeten (im Meridian erreichte er nur eine Höhe von 20°) erlaubte nicht, andere Instrumente zu gebrauchen. Der 30 Zoller war zu dieser Zeit andern Zwecken gewidmet, hätte auch keinen Vorteil geboten, da vieles an ihm für die vorliegenden Zwecke nicht zugerichtet ist. Dem entgegen ist das photographische Rohr lichtstärker für Scheiben und besitzt ein Leitungsrohr, mittels dessen man den Spalt des Spektrographen scharf auf einen beliebigen Teil des Planeten einstellen kann.

Eine Expositionszeit von einer Stunde bei einer Spaltöffnung von 0.03 *mm* war genügend, um ein Spektrogramm zu erhalten, welches in den Grenzen 400 $\mu\mu$ bis 445 $\mu\mu$ scharf genug für die Messungen erschien.

Belopolsky hat auf jeder Platte zwei dicht neben einander gelegene Spektra aufgenommen, um eine grössere Auswahl der für die Messungen brauchbaren Linien zu haben. Um die Mitte der Expositionszeit wurde das Spektrum des Wasserstoffs photographiert, nämlich die Linien Hγ und Hδ, die beide scharf erschienen.

Das Aussehen der Spektra zeigt, dass die äussern Ränder des Ringspektrums besser begrenzt sind als die innern und die Ränder des Scheibenspektrums. Das Spektrum des Ringes dringt weiter ins Violette, als dasjenige der Scheibe; besonders auffallend tritt dies auf einem Spektrogramm vom 13. April hervor: das Scheibenspektrum ist schon bei W.-L. 400 $\mu\mu$ äusserst schwach, während das Ringspektrum sich bis W.-L. 400 $\mu\mu$, fast ohne an Stärke abzunehmen erstreckt.

---

[1]) Astron. Nachr. Nr. 3365.
[2]) Astron. Nachr. Nr. 3313.

Die Spektrallinien sind geneigt gegen die künstlichen Wasserstofflinien. Zunächst erhält man den Eindruck, als ob die Linien im Spektrum der Scheibe und des Ringes gebrochen erschienen, an der Stelle der Trennung der Scheibe vom Ring, eine S-Figur darstellend.

Bei näherer Untersuchung zeigte es sich, dass der Grund dieser Konfiguration in den verschiedenen Neigungen der Spektrallinien der Scheibe und des Ringes liegt. Auf den besten Spektrogrammen sieht man, dass die Neigung der Linien im Ringe eine mit dem Radius abnehmende ist. Bei den kleinen Dimensionen des Bildes ist es schwer, besondere Einstellungen auf den innern und äussern Rand zu machen, aber in den günstigen Fällen hat Belopolsky diese Einstellungen doch erhalten.

Eine Unterbrechung der Linien im Spektrum des Ringes ist nicht zu bemerken.

Die sehr sorgfältig ausgeführten Mikrometermessungen an den Photogrammen ergaben eine gute Übereinstimmung der Resultate mit denjenigen, welche Keeler und Deslandres früher erhielten. Die berechneten Geschwindigkeiten des Saturnäquators, der innern und äussern Ränder des Ringes sind:

Äquator	10.3 *km* p. Sek.
Inn. Rand	21.0 » » »
Äuss. Rand	17.1 » » »

Keeler hat erhalten (Astrophysical Journal, 1895, Mai):

Äquator	10 3 *km* p. Sek.
Inn. Rand	20.0 » » »
Äuss. Rand	16.4 » » »

Deslandres erhielt (Comptes Rendus, 1895, Nr. 21):

Äquator	9.4 *km* p. Sek.
Inn. Rand	20.1 » » »
Äuss. Rand	15.4 » » »

Pulkowa:

Äquator	9.4 *km* p. Sek.
Inn. Rand	21.0 » » »
Äuss. Rand	15.5 » » »

Man sieht, dass die Geschwindigkeiten für den Saturnäquator und den innern Ringrand recht gut mit den berechneten stimmen, dagegen ist es einigermassen auffällig, dass für den äussersten Ringrand die beobachteten Geschwindigkeiten bei sämtlichen drei Beobachtern nicht unerheblich hinter den berechneten zurückbleiben.

Die Auffindung von Wasserdampflinien im Spektrum eines Planeten. James E. Keeler teilt in dieser Beziehung einige interessante Beobachtungen mit, die er mit dem grossen Spektroskop des Alleghany-Observatoriums gemacht hat. An demselben wurde das Spektrum des Jupiter bei niedrigem Stande des Planeten photographiert, und auf der Platte beträgt die Distanz der B- und D-Linie ungefähr 1 Zoll, bei ausgezeichneter Schärfe. Das Spektrum erstreckt sich über D hinaus und umschliesst die Hauptwasser-

dampfbande δ. Auf diesen Platten erscheint das Jupiterspektrum identisch mit dem Luftspektrum, welches nahe daneben photographiert wurde, und zwar am Tage vorher und am Tage nachher. Dieses Ergebnis, welches mit den Beobachtungen Vogel's übereinstimmt, veranlasste Keeler, einige Versuche mit starker und schwacher Dispersion behufs Konstatierung der Wasserdampflinien anzustellen. Am 3. März bei klarem Himmel photographierte er mit dem grossen Spektroskop das Sonnenspektrum in Intervallen, bis die Sonne nahe am westlichen Horizonte stand; gleichzeitig beobachtete er dasselbe Spektrum mit einem kleinen geradsichtigen Spektroskope. Es fand sich, dass bei niedrigem Sonnenstande die tellurischen Banden in der Nähe von D in dem kleinen Spektroskope äusserst deutlich auftreten, während sie auf dem Photogramme des grossen Spektroskops durchaus nicht augenfällig erscheinen, weil hier die Banden grösstenteils in feine Linien aufgelöst waren. Diese Beobachtung bestätigt also die Ansicht Campbell's (und anderer Spektroskopiker), dass ein grosses Auflösungsvermögen des Spektroskops zur Auffindung von Banden, die aus zahlreichen, sehr gedrängt stehenden Linien bestehen, wie es bei den Wasserdampfbanden der Fall ist, nicht sehr geeignet erscheint[1]).

Der Mond.

Der photographische Mond-Atlas der Pariser Sternwarte. Das Pariser Observatorium hat die Initiative zu einer Publikation von grossem und gerechtem Erfolge ergriffen durch Herausgabe der ersten Lieferung eines photographischen Mond-Atlas. Als Herausgeber des Atlas nennen sich die wohlbekannten Astronomen Loewy und Puiseux, sowie Le Morvan. Die erste Lieferung enthält 6 Tafeln nebst erläuterndem Texte. Die erste Tafel bildet den Titel und zeigt das Bild des Ersten Viertels, wie sich dieses im Brennpunkt des grossen Äquatorial-coudé darstellt. Der Durchmesser der Mondscheibe beträgt 171 *mm*. Die übrigen Blätter stellen folgende Mondlandschaften dar:

Blatt I. Maginus-Orontius-Hall (4. März 1895, $6^h 8^m$, mittlere Pariser Zeit).
» II. Maurolycus-Walter-Stöfler (14. März 1894, $6^h 9^m$).
» III. Arzachel-Alphonsus-Ptolemäus (4. März 1895, $6^h 6^m$).
» IV. Albategnius-Hipparch-Hyginus (14. März, 1894, $7^h 6^m$).
» V. Apenninen-Caucasus-Alpen (13. Februar 1894, $6^h 5^m$).

Die Blätter wurden durch direkte Vergrösserung der Original-Clichés auf grossen Platten erhalten und die Glaspositive in Heliogravüren umgewandelt.

Die Vergrösserung der photographischen Aufnahmen hat man auf 14- bis 15-fach beschränkt, entsprechend einem Durchmesser der Mondscheibe von 2.4 bis 2.58 Metern. Die Vergrösserung wird in

---

1) Astrophysical Journal. **4.** p. 137.

der Folge verschieden sein je nach der Beschaffenheit der dargestellten Mondgegend. Übrigens ist jene Vergrösserung ein Maximum, da bereits das Korn der Platten sich bemerkbar macht, obgleich es feiner ist als auf den amerikanischen Clichés. Es ist gewiss, dass die vollständige Sammlung dieser Mondphotographien eine Epoche der photographischen Publikationen bezeichnen wird.

Leider fehlt am Fusse der Blätter ein Massstab mit Unterabteilungen, besonders auch mit bezug auf das kleinste Detail. Die in dem beigegebenen Texte angegebene Grenze der Darstellungsfähigkeit der Clichés für das feinste Detail kann denselben nicht ersetzen, denn die wiederholten Transformationen der Bilder sind, wie die Verfasser bemerken, von einem Verlust des kleinsten Details begleitet. Die angegebene Grenze von 0.4″ (0.03 *mm*) auf den Clichés und etwa 0.4 *mm* auf der 15-fachen Vergrösserung genügt nur zu einer oberflächlichen Orientierung für den Leser. Die verschiedenen Quellen der Unsicherheit bezüglich der kleinsten wirklichen Details gestatten indessen den Grad der Feinheit der Gravüren in dieser Beziehung auf etwa 0.1″ festzustellen.

Der photographische Mond-Atlas der Lick-Sternwarte. Eine zweite photographische Mondkarte beginnt die Lick-Sternwarte in Kalifornien herauszugeben unter der Bezeichnung Observatory Atlas of the Moon. Dieselbe beruht lediglich auf den photographischen Aufnahmen am dortigen grossen Refraktor und hat den gleichen Massstab wie Mädler's (und Lohrmann's) Mondkarte, nämlich 1 Meter Durchmesser der Mondscheibe (97.45 *cm* oder 38.36 engl. Zoll). Es ist bis jetzt ein Blatt desselben erschienen, welches die Gegend um den mittlern Mondmeridian vom Südpol bis Pitatus wiedergiebt. Die Darstellung ist vorzüglich, und die Vergleichung mit Mädler's Mondkarte zeigt, dass in bezug auf das Detail beide Darstellungen ungefähr gleich tief eingehen; Mädler hat manche kleine Krater und ebenso Rillen, welche auf der Lick-Mondkarte fehlen, diese letztere dagegen gelegentlich einen Krater, den Mädler übersehen hat. Von den Überschwänglichkeiten Prof. Weineck's, die dieser meist aus den Lick-Photographien des Mondes heraus gelesen hat, und die auch in diesen Berichten früher bereits zurückgewiesen wurden, findet sich auf dem Blatte keine Spur. Auch beweist der gewählte Massstab, dass Prof. Holden an die Weineck'schen kleinsten Rillen u. s. w. nicht glaubt. Prof. Weineck selbst schweigt sich hierüber in jüngster Zeit völlig aus, scheint also selbst zur Einsicht gelangt zu sein, dass er sich früher auf dem Irrwege befand.

Die photographische Intensität des Mondlichtes. Die optische Intensität des Mondlichtes im Vergleich zu derjenigen einer andern Lichtquelle (Sonne oder Kerze) ist wiederholt bestimmt worden, aber erst Abney hat unlängst Untersuchungen über die photographische Intensität desselben angestellt. Diese Versuche begannen

1895 zu Chamounix und wurden dann unter weniger günstigen Verhältnissen in England fortgesetzt[1]).

Die Messungen wurden derart ausgeführt, dass auf einer photographischen Platte eine Skala zunehmender Dunkelheit hergerichtet war, indem kleine, quadratische Flächen der Platte verschieden lange einer Lichtquelle exponiert und fixiert worden waren. Die optischen Helligkeiten dieser Skala wurden dann bestimmt und hierauf geprüft, ob die verschieden hellen Felder der Skala auf der photographischen Platte auch die photographischen Strahlen in gleichem Verhältnis durchlassen, wie die leuchtenden Strahlen. Mehrere Versuche ergaben gleichmässig, dass die optischen und die photographischen Trübungen die gleichen waren, dass die Abweichung der gemessenen Dunkelkeit von der berechneten nie 2 % erreichte. Die Durchsichtigkeiten der einzelnen Quadrate wurden nun nach Potenzen von zwei berechnet, weil Verfasser in frühern Untersuchungen gefunden hatte, dass, wenn man die Intensitäten in geometrischer Reihe als Abscissen und die Durchsichtigkeiten als Ordinaten aufträgt, eine Kurve erhalten wird, welche auf einer grossen Strecke eine gerade Linie bildet.

Die erste Messung wurde am 3. Januar 1895 ausgeführt; der etwa 16° hochstehende Mond wirkte 90 Sekunden durch die Skala hindurch auf die Platte, von der ein anderer Teil dem Lichte einer Paraffinkerze in 5 Fuss Abstand 60 Sekunden lang exponiert wurde. Es ergab sich, dass das Mondlicht 4.95 mal weniger photographisch wirksam war als die Kerze in 5 Fuss Entfernung; ein zur Zeit herrschender, leichter Bodennebel hat aber das Ergebnis etwas störend beeinflusst. Die zweite Messung am 4. Januar wurde bei einer Mondhöhe von 50° ausgeführt; der Mond und die Kerze wirkten 60 Sekunden lang auf die Platte. Die nach den gemessenen Zahlenwerten gezeichneten Kurven ergaben, dass das Mondlicht zu dieser Zeit 1.38 mal weniger photographisch hell war als die Kerze; das Mondlicht war daher, nach Reduktion der Paraffinkerze auf die Standardkerze, gleich einer Standardkerze in 5.32 Fuss Entfernung, oder 0.035 Standardkerzen in 1 Fuss Abstand.

Da der Mond während dieser Messungen ziemlich genau im ersten Viertel war, so würde das Licht des Vollmondes die doppelte Helligkeit, also die von 0.07 Standardkerzen in 1 Fuss Abstand besitzen. Eine wirkliche Messung des Vollmondlichtes konnte in Chamounix nicht mehr ausgeführt werden, und Abney hat dies in England im Februar, bei intensiv kalter Witterung und in merkwürdig dunstfreien Nächten, nachgeholt. Der Vollmond trat am 9. Februar um $5^h\ 23^m$ p ein, eine Messung wurde am 8. Februar um $7^h\ 30^m$ p in South Kensington und eine zweite am 9. Februar um $10^h\ 5^m$ p bei Wimbledon, fern von Gebäuden, ausgeführt; während der ersten Messung hatte der Mond eine Höhe von 35°, während der zweiten

[1]) Proceedings of the Royal Society. 1896. **59.** Nr. 357. p. 314.

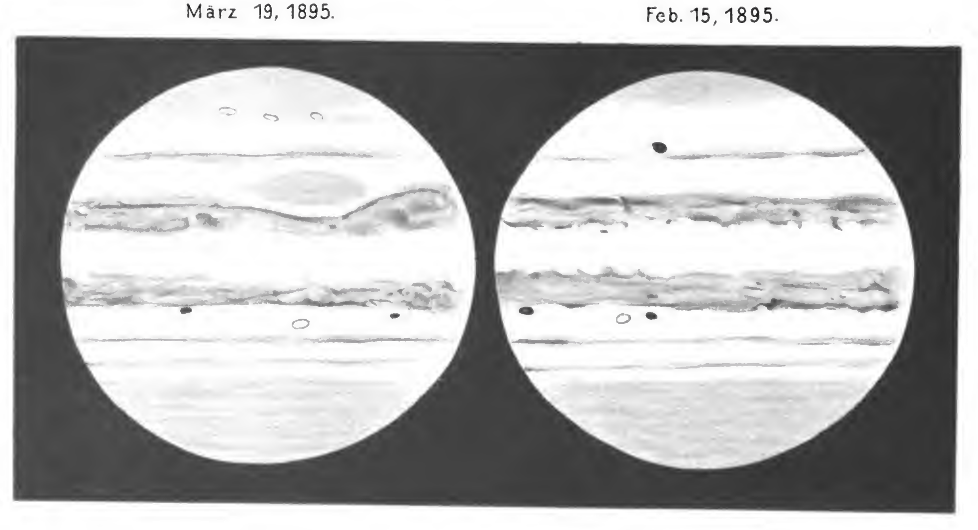
von 43°. Die erste Messung ergab, dass das Mondlicht gleich war 0.116 Standardkerzen in 1 Fuss Entfernung, und die zweite, dass es 0.266 Standardkerzen in 1 Fuss Distanz gleicht (die Nacht in Wimbledon war, somit klarer als die vorhergehende gewesen). In seiner Wirkung auf eine Bromplatte gleicht also der Vollmond 0.266 Standardkerzen in 1 Fuss Abstand, während er optisch nach Zöllner etwa 0.012 Kerzen in 1 Fuss Abstand gleich ist. In einem frühern Experimente hatte Abney die photographische Wirkung der Mittagssonne mit der einer künstlichen Lichtquelle verglichen und gefunden, dass erstere bei gleicher optischer Intensität sehr nahe 26 mal so stark war, als die einer Standardkerze. Da nun das Mondlicht als reflektiertes Sonnenlicht dieselbe Beschaffenheit hat, so ergiebt sich, wenn der Vollmond optisch 0.01 Standardkerze gleicht, für seine photographische Intensität etwa der oben experimentell gefundene Wert. Doch kann dieser Vergleich nur einen annähernden Wert geben wegen der Veränderlichkeit des Sonnen- und Mondlichtes.

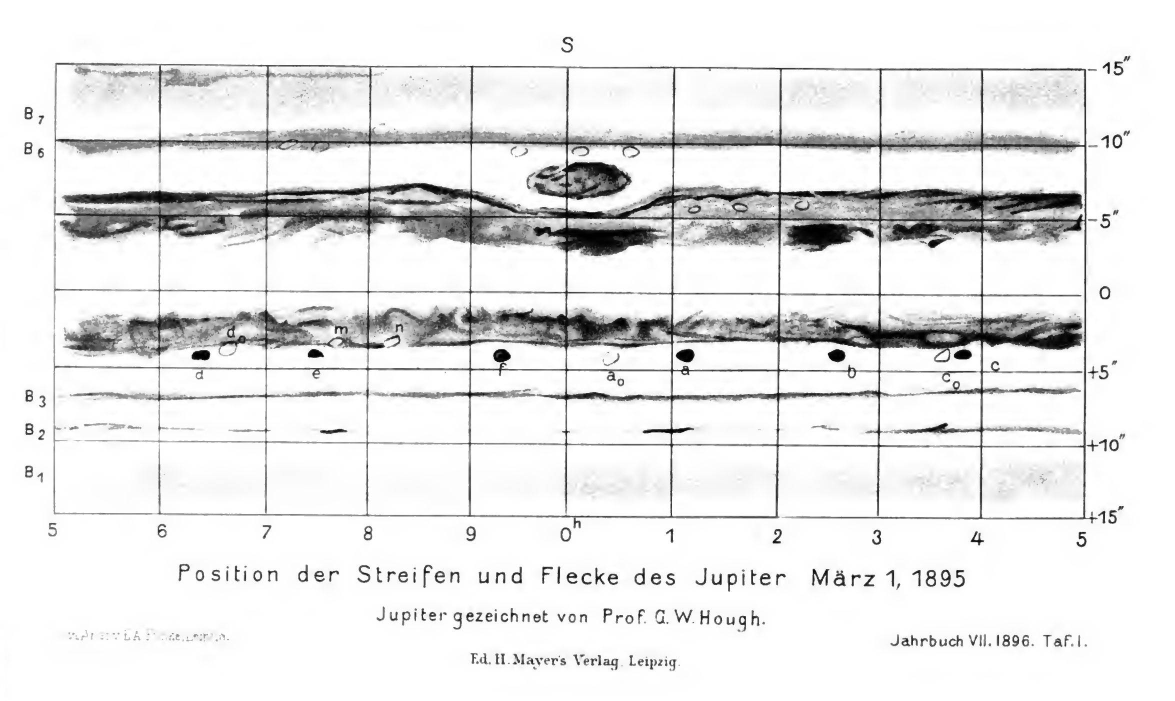
Um die photographische Intensität des gesamten Sternenlichtes zu messen, wurde eine Platte bei möglichst klarem Himmel und ganz freiem Horizont in horizontaler Lage exponiert. Die eine Messung wurde in South Kensington in der Nacht vom 25. zum 26. Januar 1896, von $11^h 30^m$ bis 1^h, ausgeführt; die erzielten Werte waren in guter Übereinstimmung mit Messungen in Wimbledon und ergaben, dass bei einer Exposition von 1 Stunde und 30 Minuten das Sternenlicht 11.2 mal so stark photographisch wirkte, wie eine Kerze in 10 Fuss Abstand bei einer Exposition von 1 Minute; das gesamte Sternenlicht glich somit in jener Nacht photographisch 0.001 515 Standardkerzen in 1 Fuss Entfernung. Eine andere Messung am 29. Januar 1895 von $10^h 15^m$ bis $10^h 45^m$ ergabdas Sternenlicht photographisch gleich 0.000 825 Standardkerzen in 1 Fuss. Die Differenz zwischen den beiden Werten kann von der Beschaffenheit der Atmosphäre oder von Unterschieden am Himmel herrühren; ersteres ist aber wahrscheinlicher.

Vergleicht man nun das Licht des Vollmondes mit dem der Sterne, so darf die Anwesenheit der drei Planeten Jupiter, Mars und Neptun unberücksichtigt gelassen werden, da die photographische Wirkung dieser Planeten eine zu geringe ist; aber zu beachten bleibt, dass die Platte eine horizontale Lage hatte, und dass selbst bei gleichmässiger Verteilung der Sterne nur die Hälfte ihres Lichtes zur Platte gelangen würde, da nur die im Zenith befindlichen voll einwirken; dazu kommt noch die Wirkung der atmosphärischen Absorption, so dass im ganzen nur etwa 25 % des Sternenlichtes zur Wirkung gelangt. Das gesamte Sternenlicht ist also gleich 0.006 Standardkerzen in 1 Fuss Abstand, und das Mondlicht ist 44 mal photographisch heller als das Sternenlicht, wenn dieses nur von 1 Atmosphäre absorbiert wird und gleichmässig verteilt ist; in der photographischen Wirkung auf einen horizontalen Schirm ist hingegen der Vollmond 175 mal heller als das Sternenlicht. — Beachtet man schliess-

Jupiter.

März 19, 1895. Feb. 15, 1895.





Position der Streifen und Flecke des Jupiter März 1, 1895

Jupiter gezeichnet von Prof. G. W. Hough.

Ed. H. Mayer's Verlag. Leipzig.

lich noch, dass das Mondlicht bei der Messung seiner photographischen Wirkung 1.45 Atmosphären durchsetzen musste, so erhält man für den Durchgang durch 1 Atmosphäre die photographische Helligkeit 0.308 Standardkerzen statt 0.266; das Sternenlicht würde also 200 mal photographisch schwächer sein als der Vollmond.

Die Vergrösserung des Erdschattens bei Mondfinsternissen. Es ist eine bekannte Thatsache, dass der Erdschatten bei Mondfinsternissen stets grösser erscheint, als er der geometrischen Konstruktion oder der Rechnung gemäss sein sollte. Lahire hat zuerst die Vergrösserung dieses Schattens bestimmt, und da im vorigen Jahrhunderte die Mondfinsternisse hauptsächlich zur Bestimmung von Längenunterschieden benutzt und deshalb eifrig beobachtet wurden, so sind verschiedene Werte über die Vergrösserung des Erdschattens auf dem Monde abgeleitet worden. Das meiste Ansehen hatte lange Zeit die von Tobias Mayer angegebene Regel, wonach der Schattendurchmesser in Wirklichkeit um so viele Sekunden grösser sei wie der berechnete, als dieser Minuten zähle, also um $\frac{1}{60}$. Die Ursache dieser Vergrösserung suchte man von Anfang an in der Rolle, welche die Erdatmosphäre spielt. Auf Grund der Überlegung im allgemeinen, dass die tiefen Schichten der Lufthülle, besonders wenn sie von Wolken erfüllt sind, die Rolle eines mehr oder weniger undurchsichtigen Körpers spielen können, nahm man an, dass durch sie der Schattendurchmesser natürlich vergrössert werde, und zwar bald mehr, bald weniger, je nachdem eben die Luftschichten, welche von den tangierenden Sonnenstrahlen durchlaufen werden, heiter oder trüb sind. Diese Erklärung ist bezüglich ihrer Richtigkeit neuerdings von Prof. H. Seeliger in München bestritten worden, und die Untersuchungen, welche er nunmehr über die Frage veröffentlicht hat [1]), beweisen wieder einmal, dass manche Probleme, die man längst und endgültig gelöst glaubte, in Wirklichkeit von einer befriedigenden Lösung noch sehr weit entfernt sind.

In seiner Abhandlung giebt Prof. H. Seeliger zunächst eine allgemeine Orientierung über die zu behandelnden Fragen, und namentlich werden die neuern Arbeiten von A. Brosinsky und J. Hartmann, welche eine Feststellung des numerischen Betrages der Vergrösserung des Erdschattens bezweckten, besprochen. Schliesslich sagt Prof. Seeliger in diesem Abschnitt seiner Arbeit: „Man hat das Phänomen der Vergrösserung des Erdschattens auf verschiedene Weise zu erklären versucht. Am verbreitetsten scheint die Ansicht gewesen zu sein — auch in den neuern Publikationen findet sie Vertretung — die untern Teile der Atmosphäre wirken wie ein wenig durchsichtiger Schirm. Ich habe bei früherer Gelegenheit [2])

---

[1]) Abhandlungen der königl. bayr. Akademie der Wissensch. 1896 **19.** II. Abt. S. 385 ff.

[2]) Vierteljahrsschrift der Astron. Gesellschaft. **27.** S. 186 ff.

schon darauf hingewiesen, dass diese Erklärung unter allen Umständen zurückzuweisen sei, indem eine einfache Betrachtung ergab, dass infolge der Brechung der Lichtstrahlen in der Atmosphäre selbst dann, wenn man die letztere bis zu einer Höhe von $36^1/_2$ *km* als völlig undurchsichtig annnimmt, der unerleuchtete Raum in der Entfernung des Mondes sich nicht weiter ausdehnt, wie der berechnete Kernschatten der Erde. Zugleich habe ich die wahre Ursache des Phänomens erörtert und konnte dabei mit Genugthuung konstatieren, dass meine Ansicht in der Hauptsache sich mit der Meinung Lambert's [1]) deckt, worauf ich während des Druckes der erwähnten Arbeit durch Dr. Anding aufmerksam gemacht worden bin. Lambert hat freilich die Sachlage nur berührt und nicht eingehender besprochen, wodurch es erklärlicher erscheint, warum seine kurze Äusserung der Vergessenheit, wie es scheint, anheimgefallen ist. Danach hat man es bei der scheinbaren Vergrösserung des Erdschattens mit einem Phänomen aus dem Gebiete der physiologischen Optik zu thun. Um die Verhältnisse leichter zu übersehen, wird man zunächst alles, was bei dieser Erklärung als Nebensache aufzufassen ist, bei Seite lassen können, und man wird sich dann die Frage zu stellen haben, ob denn auch, wenn die Erde gar keine Atmosphäre besässe, und die Sonne sich als eine überall gleich helle Scheibe darstellte, die Schattengrenze bei Mondfinsternissen nach aussen verschoben erschiene. Wenn diese Frage, sei es durch allgemeine Überlegungen, sei es durch Versuche, bejaht werden sollte, so wird man in der That berechtigt sein, alles, was die thatsächliche Lichtverteilung bei wirklich stattfindenden Mondfinsternissen beeinflusst und anders gestaltet, wie in jenem einfachen, idealen Falle, als sekundäre Einwirkungen zu bezeichnen. Die Einwirkungen der Erdatmosphäre, der Helligkeitsabnahme der Sonnenscheibe von der Mitte zum Rande zu und die Farbenzerstreuung werden also in diesem Sinne als sekundäre Einflüsse zu bezeichnen sein, und es kommt hierbei gar nicht in Frage, ob die thatsächliche Lichtverteilung quantitativ durch sie sehr stark oder wenig verändert wird. Ich habe deshalb a. a. O. allein den erwähnten idealen Fall betrachtet, einige Rechnungen über ihn angestellt und auch einige Versuche über das „Halbschattenphänomen“ mitgeteilt, die mich davon überzeugten, dass die Vergrösserung des Erdschattens in der That eine optisch-physiologische Erscheinung ist, die in ähnlichen Fällen auch sonst schon beobachtet worden ist. Ob die mitgeteilten Versuche, deren zahlenmässiges Resultat keine sehr befriedigende Sicherheit darbot, geeignet sind, auch auf andere überzeugend zu wirken, will ich nicht untersuchen. Jedenfalls waren sie recht unvollkommen, und auch die an sich gewiss instruktiven photographischen Aufnahmen, die ich damals anfertigen liess, konnten keine Beweiskraft ausüben, weil ihre Reproduktion aus äussern Gründen unterbleiben musste.

---

[1]) Photometria § 1243. Vgl. Lambert's Photometrie, deutsch herausgegeben von E. Anding, Leipzig 1892.

Zudem kann die ganze Frage nur endgiltig beantwortet werden, wenn man die oben als Nebenumstände bezeichneten Einwirkungen mit berücksichtigt. Man wird dann aber so weit gehen müssen, als sich bewerkstelligen lässt, ohne ein erträgliches Mass von Unsicherheit und Rechenarbeit zu überschreiten. Die Wirkung der Erdatmosphäre und die ungleiche Verteilung der Helligkeit auf der Sonnenscheibe lassen sich, wie weiter unten sich herausstellen wird, berücksichtigen. Die Farbenzerstreuung lässt sich aber gegenwärtig wohl kaum in Rechnung ziehen; die nötigen Grundlagen zu einer solchen Untersuchung sind viel zu unsicher, und die Weitläufigkeit der Rechnungen, die auszuführen wären, scheint mir ausserdem in keinem Verhältnisse zu dem zu erwartenden Erfolge zu stehen. Ich hoffe aber, dass auch so das Folgende alle Zweifel an der Richtigkeit meiner Ansicht über die scheinbare Vergrösserung des Erdschattens zerstreuen wird."

Im zweiten Abschnitte werden von Prof. Seeliger die physiologischen Fragen behandelt, welche bei dem vorliegenden und bei ähnlichen Phänomenen in den Vordergrund treten. In der Anwendung von rotierenden Scheiben wird ein Mittel angegeben, um die näheren Umstände zu studieren, welche die scheinbare Vergrösserung des Erdschattens bedingen, und auf Grund der in den folgenden Kapiteln ausgeführten Rechnungen wird die besprochene Erscheinung objektiv dargestellt und durch Messungen die nahe Übereinstimmung zwischen dem Experimente und den thatsächlich bei Finsternissen gemachten Wahrnehmungen nachgewiesen.

Darauf werden in drei fernern Abschnitten die mathematischen Grundlagen zur Lösung der Aufgabe geliefert, die Lichtverteilung bei Mondfinsternissen anzugeben, es wird gezeigt, wie man auf den Umstand Rücksicht nehmen kann, dass die Sonnenscheibe nach den Rändern zu sehr merkbar abschattiert ist, und endlich werden die numerischen Ausrechnungen durchgeführt, welche zu den im zweiten Abschnitte benutzten Endresultaten leiteten. Diese Rechnungen lehren, dass die Lichtverteilung in der Nähe der Mitte des Erdschattens nicht nur von den nähern geometrischen Verhältnissen (Parallaxe) abhängig ist, unter denen die Finsternis stattfindet, sondern auch von dem überaus variablen Zustande der tiefern Schichten der Erdatmosphäre. Ganz anders verhält es sich mit dem Phänomen der scheinbaren Vergrösserung des Erdschattens. Da hierbei nur Partien in Frage kommen, die ganz in der Nähe der Grenze des geometrischen Kernschattens liegen, so hat nicht nur die Veränderlichkeit der Mondparallaxe einen sehr geringen Einfluss, sondern auch der Zustand der Atmosphäre, insofern er von dem mittlern abweicht, kann eine wesentliche Rolle nicht spielen.

Eine Betrachtung der mitgeteilten Zahlen ergiebt, dass die Atmosphäreschichten bis 6.8 *km* Höhe überhaupt gar nichts zu der Helligkeit beitragen. Es ist also ganz gleichgültig, ob diese Schichten völlig durchsichtig sind oder gar kein Licht durchlassen. Aber auch

Atmosphäreschichten bis zu sehr beträchtlichen Höhen, über die hinaus wesentliche Trübungen über grosse Strecken der Erde wohl nicht mehr vorkommen können, üben nur einen fast verschwindenden Einfluss aus.

Auch unter der Annahme, dass die Atmosphäre bis zu 12.3 *km* völlig undurchsichtig wäre, findet sich, dass die Lichtverteilung alsdann keine bemerkbare Verschiebung der scheinbaren Schattengrenze gegen die frühere ergeben wird. „Dabei ist nicht ausser Acht zu lassen, dass die ganze Atmosphäre bis zu der angenommenen Höhe, in welcher ausgedehntere Trübungen gewiss nur ausnahmsweise vorkommen, als völlig undurchsichtig betrachtet worden ist. Man wird deshalb wohl berechtigt sein, den Satz aufzustellen, dass die veränderliche Beschaffenheit der Atmosphäre nur einen ganz verschwindenden Einfluss auf das Phänomen der scheinbaren Vergrösserung des Erdschattens ausüben kann."

Die Rechnungen, welche Prof. Seeliger durchgeführt, lehren also, dass die tiefsten Schichten der Erdatmosphäre etwa bis zu 6.8 *km* Höhe, überhaupt kein Licht einem in der Nähe der scheinbaren Schattengrenze befindlichen Mondelemente zuwerfen. Ein ähnlicher Fall kann natürlich bei jedem vor der Sonne vorbeiziehenden Körper, der von der Erde aus beobachtet wird, eintreten, und die Folge davon wird sein, dass die absolut dunkle Scheibe, als welche sich der Körper auf der Sonne darstellt, grösser erscheinen muss, als wenn er keine Atmosphäre besässe. Eine solche Vergrösserung ihres Durchmessers wird z. B. die Venusscheibe aufweisen müssen während eines Venusdurchganges.

Um die hier möglichen Verhältnisse zu übersehen, hat schliesslich der Verf. noch den Fall untersucht, dass ein der Erde in bezug auf Grösse und Atmosphäre gleicher Körper an die Stelle der Venus gesetzt wurde. Die Ergebnisse dieser Untersuchung fasst er schliesslich, wie folgt, zusammen: „Der Venusdurchmesser erscheint vergrössert, und die vollkommene Kreisform der Planetenscheibe geht, wenn auch nur in sehr kleinem Betrage, immer mehr verloren, je mehr sie sich dem Sonnenrande nähert. Indessen handelt es sich hierbei um Quantitäten, die in den Beobachtungen der letzten Venusdurchgänge wohl kaum zum Ausdruck kommen werden. Nur die Kontaktbeobachtungen werden, wie bekannt, durch die Venusatmosphäre merklich beeinflusst, worauf hier aber nicht näher eingegangen werden soll. Im übrigen kann die konstatierte Vergrösserung des Venusdurchmessers nur ein theoretisches Interesse beanspruchen, denn andere Ursachen bewirken, dass im Gegenteil die Venus vor der Sonnenscheibe um sehr merkliche Beträge zu klein gemessen wird. Die Diffraktion an dem Objektivrande des Fernrohres bewirkt bekanntlich, dass im Fernrohre ein scharfer Rand einer Scheibe überhaupt nicht zu stande kommt. Bei einer hellen Scheibe verlegt das Auge den Scheibenrand, der sich aus physiologischen Gründen immerhin mit einiger Schärfe darstellt, gewöhnlich ausserhalb des

geometrischen Randes. Es wird also die helle Sonnenscheibe zu gross und ebenso die schwarze Venusscheibe zu klein erscheinen. Aus den heliometrischen Messungen des Venusdurchmessers, welche die deutschen Expeditionen zur Beobachtung der letzten beiden Venusdurchgänge ergaben, geht in der That ein viel kleinerer Wert hervor, als aus den mit andern Instrumenten ausgeführten Messungen an der hellen Venussichel. Erstere ergaben 16.82″, letztere etwa 17.3″ für den Venusdurchmesser in der Entfernung 1[1]). Eine etwas andere Gegenüberstellung ergiebt sich, wenn man die von Hartwig ausgeführten Messungen an der erleuchteten Venus heranzieht, welche mit einigen der kleinen Heliometer ausgeführt sind, die bei den Venusdurchgängen in Anwendung kamen. Lässt man die konstante Korrektion, die Hartwig angebracht hat, fort, so folgt aus seinen Messungen für den Venusdurchmesser 17.16″. Ob nun die verbleibende Differenz allein durch die Diffraktion und durch dieselbe ausgelöste persönliche Messungsfehler zu erklären ist, lässt sich zur Zeit nicht entscheiden; jedenfalls liegt sehr wahrscheinlich dieser Einfluss in gleicher Richtung, und auch die Grösse der Differenz macht die Hoffnung, dass sie durch die Beugung allein erklärbar ist, durchaus nicht von vornherein ganz hinfällig. Ist doch der Effekt der Beugung an den Rändern des Heliometerobjektivs bei ausgedehnten Objekten weder theoretisch, noch praktisch hinlänglich untersucht worden. Auch das letztere ist mit Schwierigkeiten verknüpft, weil hier Versuche keineswegs ausreichend sind, die nicht auf die verschiedenen Nebenumstände Rücksicht nehmen, unter denen die Messung zu stande kommt, wie Helligkeit der Bilder, etwaige Färbungen infolge angewandter Blendgläser etc. Bekanntlich geben die kleinen Heliometer auch den Sonnendurchmesser kleiner wie andere Instrumente und, wie es scheint, auch grössere Heliometer, welche Thatsache vielleicht auf den ersten Blick merkwürdig erscheinen mag. Man darf aber nicht vergessen, dass die Abhängigkeit des Effektes der Beugung von der Grösse der Objektive keineswegs feststeht. Auch wird die sehr merkliche Abschattierung der Sonnenscheibe hierbei ganz gewiss nicht ohne Einfluss bleiben können.

„In grosser Nähe an der Konjunktion wird, wie aus den frühern Rechnungen leicht hervorgeht, die Venus von einem Lichtband umgeben sein, das auch von höhern, sehr durchsichtigen Schichten der Atmosphäre geliefert werden kann. Es ist nicht undenkbar, dass hier dieses Band zu einer Vergrösserung des scheinbaren Radius beitragen kann. Dass dies aber in einiger Entfernung von der Konjunktion noch stattfindet, ist wohl nicht gerade wahrscheinlich. Infolge der Brechung des Lichtes in der Atmosphäre wird ferner im reflektierten Licht die Venusoberfläche, wie Verf. vor mehrern Jahren zeigte, im Verhältnisse des Brechungsexponenten an der Oberfläche

---

[1]) Die Venusdurchgänge 1874 und 1882 von A. Auwers. **5.** p. 723 — 724.

zur Einheit vergrössert. Um aber auf diesem Wege bemerkenswerte Vergrösserungen des Venusdurchmessers zu erhalten, müsste man doch der Venusatmosphäre Eigenschaften zuschreiben, die man nicht ohne weiteres acceptieren kann. Auch würde dann andererseits hierdurch wiederum eine stärkere Vergrösserung des schwarzen Venusbildes vor der Sonnenscheibe bedingt sein.“

Kometen.

Die Kometen des Jahres 1895. Eine Zusammenstellung der Kometenerscheinungen des Jahres 1895, auf Grund des gesamten Beobachtungsmaterials gab Prof. H. Kreutz[1]). Folgendes ist ihr entnommen:

Komet 1894 IV (E. Swift). Der sehr lichtschwache Komet ist im Jahre 1895 noch am 18. Januar in Nizza, am 19. in Denver und vom 25.—29. Januar auf Mount Hamilton beobachtet worden. Aus dem Complex sämtlicher Beobachtungen, soweit sie bis Februar 1895 veröffentlicht waren, hat Chandler die folgenden Elemente abgeleitet:

$$\begin{aligned} T &= 1894 \text{ Okt. } 12.225\,38 \text{ m. Z. Berl.} \\ \pi &= 345^{\circ}\,19'\,12.3'' \\ \Omega &= 48\ \ 44\ \ 37.1 \quad \Big\} \text{ m. Äq. } 1894.0 \\ i &= 2\ \ 57\ \ 53.9 \\ \varphi &= 34\ \ 52\ \ 6.8 \\ \mu &= 605.15'' \\ \log a &= 0.51210 \\ U &= 5.863 \text{ Jahre} \end{aligned}$$

Berücksichtigt man genähert die Störungen, welche der Komet in den Jahren 1884 — 1886 während der Konjunktion mit Jupiter erlitten hat, so nähern sich die Elemente so sehr denen des Kometen 1844 I (de Vico), dass die Identität beider Himmelskörper als in hohem Grade wahrscheinlich angesehen werden muss.

Encke'scher Komet 1895 I. Vor dem Perihel ist der Komet zuletzt am 25. Januar 1895 von W. H. Robinson auf der Radcliffe-Sternwarte in Oxford beobachtet worden. Von Beobachtungen auf der Südhalbkugel nach dem Perihel ist bis jetzt nichts bekannt geworden.

Komet 1895 II (Swift), am 20. August 1895 von L. Swift in Echo Mountain, Kalif., in AR. = 0.5^h, D. = + 5.5° beim Nachsuchen nach einem Nebel zufällig aufgefunden. Der Komet war schwach, rund, hatte ca. 5′ im Durchmesser und zeigte eine Verdichtung in der Mitte, welche sich im September zu einem gut definierten Kern 13. — 14. Grösse ausbildete. Zunächst blieb die Helligkeit nahe konstant; erst von Mitte September ab, als der Komet seine Erdnähe passiert hatte, nahm sie rasch ab, doch konnten immerhin die Beobachtungen noch bis 7. Dezember, an welchem Tage der Komet zuletzt in Northfield gesehen wurde, ausgedehnt werden.

Der Komet gehört zur Klasse der Kometen mit kurzer Umlaufszeit; die von Schulhof aus Beobachtungen von 25. August bis 22. Oktober abgeleiteten Elemente lauten:

---

[1]) Vierteljahrsschrift der Astron. Gesellchaft. 33. p. 87 ff.

Epoche 1895 Aug. 25.0 m. Z. Berlin

$$\begin{aligned} M &= 0^\circ 34' \ 4.0'' \\ \pi &= 338 \ 4 \ 16.3 \\ \Omega &= 170 \ 18 \ 7.8 \\ i &= 3 \ 0 \ 14.9 \\ \varphi &= 40 \ 39 \ 30.5 \\ \mu &= 493.743'' \\ \log a &= 0\,571\,004 \\ T &= 1895 \text{ Aug. } 20.86 \text{ m. Z. Berl.} \\ U &= 7.19 \text{ Jahre} \end{aligned}$$

(π, Ω, i: M. Äq. 1895.0)

Schulhof hält es für möglich, dass der Komet mit dem Lexell'schen Kometen 1770 I identisch ist.

Komet 1895 III, entdeckt am 21. November 1895 von Brooks in Geneva, N. Y. in AR. = 10^h, Dekl. = — 18° als ausgedehnte, blasse Nebelmasse ohne erkennbare Verdichtung. Infolge der grossen Bahnneigung und der Erdnähe — die letztere betrug im Minimum, 4. Dezember, nur 0.3 — bewegte sich der Komet sehr rasch nach Norden, so dass er schon in der zweiten Dezemberwoche für unsere Breiten circumpolar wurde. Mitte Dezember war der Komet bereits sehr schwach geworden; zugleich zeigte sich in der Mitte der 2' — 3' grossen Nebelmasse eine körnige Verdichtung, so dass die Ortsbestimmungen, abgesehen von der grössern Lichtschwäche, leichter als im November auszuführen waren. Die letzte Beobachtung ist die von Cerulli in Teramo am 19. Dezember; möglicherweise sind auch noch spätere, bisher nicht publizierte Beobachtungen vorhanden.

Die folgenden Elemente sind von Berberich aus sechs Beobachtungen vom 22. November bis 11. Dezember abgeleitet worden.

$$\begin{aligned} T &= 1895 \text{ Okt. } 21.090\,25 \text{ m. Z. Berlin} \\ \pi &= 21^\circ 51' 23.0'' \\ \Omega &= 83 \ 5 \ 3.2 \\ i &= 76 \ 14 \ 56.8 \\ \log q &= 9.925\,864 \end{aligned}$$

(π, Ω, i: M. Äq. 1895.0)

Auffallend ist die Ähnlichkeit der Elemente mit denen des Kometen von 1652, auf welche zuerst Deichmüller und Berberich aufmerksam gemacht haben. Ob thatsächlich die beiden Kometen identisch sind, wird noch einer eingehendern Erörterung bedürfen; zunächst erscheint es nicht wahrscheinlich, dass die Beobachtungen von 1652 die bei Voraussetzung der Identität erforderliche Verminderung der Knotenlänge um $8^1/_2{}^\circ$ vertragen werden.

Komet 1895 IV, entdeckt am 16. November 1895 von Perrine auf Mount Hamilton am Morgenhimmel in AR. = 14^h, D. = +2°. Der Komet war ziemlich hell und besass einen gut definierten Kern 7. Grösse mit einem ca. 10' langen Schweife. Mit abnehmender Entfernung von Sonne und Erde nahm die Helligkeit rasch zu, leider aber auch wegen der kleinen Periheldistanz die Annäherung an die Sonne, so dass der Komet bereits in der zweiten Dezemberwoche in den Sonnenstrahlen verschwand. Die letzte Beobachtung vor dem Perihel ist am 9. Dezember von Millosevich in Rom angestellt worden.

Ende November stand der Komet für die Beobachtung am günstigsten; er hatte um diese Zeit einen Durchmesser von $2^1/_2{}'$, besass einen deutlichen Kern und zeigte eine fächerförmige Ausstrahlung nach der Sonne hin. Zugleich war neben dem Hauptschweif ein kürzerer, aber hellerer Nebenschweif zu erkennen, der einen Winkel von 30° mit dem ersteren bildete. Auf den photographischen Aufnahmen von Colton auf Mount Hamilton und von Josef und Jan Fric in Prag hat der Hauptschweif eine Länge von 5° — 7°, während die Okularschätzungen nur eine solche von 2° ergaben. Dem blossen Auge war der Komet nicht sichtbar.

Das Spektrum des Kometen ist von Campbell auf Mount Hamilton untersucht worden; es zeigte die charakteristischen Eigenschaften der Kometenspektra ohne besondere Eigentümlichkeiten.

Zufolge der grossen theoretischen Helligkeit in unmittelbarer Nähe des Perihels schienen Tagesbeobachtungen nicht ausgeschlossen zu sein, doch sind solche bisher nicht bekannt geworden.

Für südliche Beobachter musste der Komet kurz nach dem Perihel einige Tage am Abendhimmel sichtbar sein, und in der That ist derselbe am 20. Dezember von Perrine auf Mount Hamilton und an mehrern Abenden bis zum 25. Dezember in der Kapkolonie nahe am Horizonte gesehen worden.

Im Februar 1896 wurde der Komet wieder am Morgenhimmel sichtbar. Zuerst wurde derselbe, soweit bis jetzt bekannt, von Lamp in Kiel am 13. Februar beobachtet; er war noch mässig hell, ziemlich gross und besass einen fixsternartigen Kern 11. — 12. Grösse.

Die Elemente von Lamp, abgeleitet aus vier Normalorten vom 18. bis 29. November lauten:

$$
\begin{aligned}
T &= 1895 \text{ Dez. } 18\,36456 \text{ m. Z. Berlin} \\
\left.\begin{aligned}
\pi &= 233^\circ\ 9'\ 6.7'' \\
\Omega &= 320\ \ 28\ \ 37.3 \\
i &= 141\ \ 37\ \ 58.6
\end{aligned}\right\} &\ \text{M. Äq. } 1895.0 \\
\log q &= 9.283142
\end{aligned}
$$

Faye'scher Komet 1896 . . . Nach der genäherten Vorausberechnung von Engström ist der Komet am 26. September 1895 von Javelle in Nizza aufgefunden worden. Entsprechend der geringen theoretischen Helligkeit, 0.08, war der Komet während der ganzen Erscheinung ausserordentlich lichtschwach, so dass er nur in grossen Fernrohren beobachtet werden konnte. Soweit bis jetzt bekannt, ist der Komet zuletzt am 17. Dezember von Rossard in Toulouse beobachtet worden.

Die Elemente, auf die Engström seine Vorausberechnung stützte, sind die von Möller im Berl. Jahrb. für 1882; der Periheldurchgang fiel in der diesjährigen Erscheinung auf 1896 März 19.3 m. Z. Berlin.

Im Frühjahre und Sommer 1895 war die Wiederkehr des bisher nur in einer Erscheinung beobachteten periodischen Kometen 1884 II (Barnard) zu erwarten. Dr. Berberich hatte eine Vorausberechnung geliefert, die aber zur Wiederauffindung nicht geführt hat. Ein von Swift am 29. Juni 1895 in der Nähe der Ephemeride aufgefundenes, nebelartiges Objekt gehört aller Wahrscheinlichkeit nach nicht dem Kometen an. Wegen seiner theoretischen Helligkeit hätte der Komet wohl gesehen werden können; auch die Unsicherheit der Elemente ist nicht so gross, dass deshalb die Auffindung bedeutenden Schwierigkeiten unterworfen gewesen wäre. Man wird also wohl auch bei diesem Kometen eine beträchtliche Helligkeitsverminderung gegenüber der ersten Erscheinung annehmen müssen.

Für den Brorsen'schen Kometen, der am 7. August 1895 sein Perihel passieren sollte, war in dieser Erscheinung die Stellung zur Sonne zu ungünstig, als dass sich Nachforschungen gelohnt hätten.

Für den Kometen 1889 V (Brooks), dessen zweite Perihel-Opposition im Jahre 1896 bevorsteht, hatte Ch. Lane Poor bereits für die Opposition 1895 eine Ephemeride berechnet, ohne dass aber die Wiederauffindung gelungen wäre.

Untersuchungen über die Grösse und Helligkeit der Kometen und ihrer Schweife hat J. Holetschek angestellt und zunächst die Kometen bis zum Jahre 1760 in Betracht gezogen[1]). Werden mehrere bei verschiedenen Distanzen (r) von der Sonne und

[1]) Wiener Akad. Anzeiger. 1895. Nr. XXI.

von der Erde ($\varDelta$) beobachtete und in Grössenklassen (M) ausgedrückte Helligkeiten auf dieselbe Distanz reduziert, so tritt einer der folgenden zwei Fälle ein: Entweder stimmen die Werte der reduzierten Grösse untereinander so nahe überein, dass sie zu einem Mittel vereinigt werden dürfen, oder sie zeigen einen Gang, und zwar immer in der Weise, dass die reduzierte Grösse bei kleinen Radienvektoren, also gegen das Perihel hin, bedeutender erhalten wird als bei grossen. Dieser zweite Fall ist der allgemeinere; er zeigt sich vorzugsweise bei jenen Kometen, die durch längere Zeiträume und insbesondere bei Radienvektoren von sehr verschiedener Grösse beobachtet worden sind, also vor allem bei den mit den grossen Teleskopen der Gegenwart beobachteten Kometen, kann aber auch schon in frühern Zeiten, namentlich an Kometen mit kleiner Periheldistanz, bemerkt worden sein und hat seinen Grund darin, dass die zweite Potenz des Radiusvektors r die in den Kometen bei ihrer Annäherung an die Sonne stattfindenden Veränderungen, durch welche ihre Helligkeit mehr gesteigert wird, als nach dem Verhältnis $1 : r^2 \varDelta^2$ zu erwarten ist, nicht darzustellen vermag. Der erste Fall ist eigentlich nur ein durch Unzulänglichkeit des Beobachtungsmateriales entstandener Specialfall des zweiten; er zeigt sich nämlich dann, wenn der Beobachtungszeitraum so kurz, oder die Genauigkeit der Helligkeitsangaben so gering ist, dass die Abweichungen von dem Verhältnis $1 : r^2 \varDelta^2$ nicht mit Bestimmtheit erkannt werden können, also vor allem bei den meisten der in der vorgelegten Abhandlung untersuchten Kometen.

Die Helligkeitsformel $1 : r^2 \varDelta^2$ vermag also die bei verschiedenen Radienvektoren beobachteten Helligkeiten eines Kometen nur für relativ kurze Zeiträume darzustellen, für längere nicht.

Die Werte der reduzierten Grösse M_1 sind nun diejenigen Zahlen, welche als Anfangspunkte zur Einreihung der verschiedenen Kometen in Grössen- oder Helligkeitsklassen benutzt werden können, da insbesondere der in der Nähe des Perihels auftretende Maximalwert insofern eine gewisse physikalische Bedeutung hat, als er die grösste für einen Kometen erreichbare Helligkeit erkennen lässt und in Verbindung mit der Periheldistanz eine Vorstellung von der Mächtigkeit der für einen Kometen zu erwartenden Schweifbildung geben kann. Der Verfasser hat daher die Ermittlung der reduzierten Grösse für jeden Kometen, dessen Bahn berechnet werden konnte, angestrebt und zu diesem Zwecke für solche Kometen, von denen nur unbestimmte oder gar keine Helligkeitsangaben vorliegen, aus andern durch Zahlen ausdrückbaren Sichtbarkeitsumständen, so aus dem Verschwinden eines Kometen für das blosse Auge oder für ein Fernrohr von einigermassen bekannter Stärke, wenigstens Näherungswerte von M_1 zu ermitteln gesucht.

Aus der Zusammenstellung sämtlicher Resultate lässt sich Folgendes erkennen: Kometen, deren reduzierte Grösse gegen 6^m oder schwächer als 6^m ist, bekommen nur einen kurzen oder licht-

schwachen oder gar keinen für das blosse Auge sichtbaren Schweif. Kometen, deren reduzierte Grösse 4^m oder noch bedeutender ist, bekommen, wenn man von sehr grossen Periheldistanzen absieht, alle einen dem blossen Auge auffallenden Schweif, welcher desto grösser ist, je kleiner, und desto kleiner, je grösser die Periheldistanz ist. In der Strecke zwischen 4^m und 5^m scheint, wenn man wieder von sehr grossen Periheldistanzen absieht, die Grenze für eine bedeutende Schweifentwicklung zu liegen.

Wie die Helligkeiten und Schweiflängen, so hat der Verfasser auch die Durchmesser der Kometen untereinander vergleichbar zu machen gesucht und zu diesem Zwecke die meist in Bogenminuten ausgedrückten scheinbaren Durchmesser auf dieselbe Distanz von der Erde, und zwar auf $\varDelta = 1$ reduziert.

Für den Halley'schen Kometen, dessen bisher beobachtete Erscheinungen in dieser Abhandlung vollständig erledigt sind, lässt sich eine Abnahme oder überhaupt eine Veränderlichkeit seiner Grösse oder Helligkeit nicht nachweisen; dasselbe gilt auch von den in den Erscheinungen von 1456 bis 1835 beobachteten Schweiflängen. Da aber trotzdem wegen der jedesmaligen Schweifentwicklung der Komet zweifellos an Masse abnehmen muss, lässt sich vorläufig nicht entscheiden, ob die durch die Untersuchung gefundene angenäherte Konstanz der Grösse eine Folge der Unsicherheit der Beobachtungen oder vielleicht durch gewisse im Kometenkörper stattfindende Vorgänge verursacht ist.

Die Bahn des Kometen 1843 I. Prof. H. Kreutz hat im Verfolge seiner Untersuchungen über das System der Kometen 1843 I, 1880 I und 1882 II seine Rechnungen über den erstgenannten Kometen veröffentlicht. Die neue Ableitung der Bahnelemente dieses Kometen führte ihn zu folgenden Werten derselben:

$$T = 1843\ 27.\ \text{Febr.}\ 27.4481960 \pm 0.0012040\ \text{M. Z. Berlin}$$

$$\left.\begin{aligned} \omega &= 82^\circ\,38'\ \ 2.46'' \pm 216.1'' \\ \Omega &= 1^\circ\,19'\ 51.20'' \pm 264.6'' \\ i &= 144^\circ\,20'\ \ 4.25'' \pm 32.7'' \end{aligned}\right\}\ 1843.0$$

$$\begin{aligned} \log q &= 7.7425105 \pm 0.0012730 \\ e &= 0.9999137 \pm 0.0000076 \\ a &= 64.033 \pm 5.886 \\ U &= 512.39 \pm 70.75\ \text{Jahre.} \end{aligned}$$

Weiterhin hat Prof. Kreutz untersucht, in wie weit man die Umlaufszeit variieren kann, ohne mit den Beobachtungen in Widerspruch zu geraten. Zu diesem Zwecke wurden im strengen Anschluss an die Beobachtungen Elemente abgeleitet, welche der Komet besitzen würde, wenn über die Umlaufszeit successive die folgenden Annahmen gemacht werden:

1) U = 36 Jahre; Identität mit Komet 1880 I
2) U = 175 Jahre; Identität mit Komet 1668
3) U = 800 Jahre; gleiche Umlaufszeit mit Komet 1882 II
4) U = ∞; Parabel.

Der Vergleich dieser Elemente mit den Beobachtungen zeigt, wie Prof. Kreutz hervorhebt, »dass die so oft behauptete Identität mit Komet 1880 I gänzlich fallen gelassen werden muss; auch die Voraussetzung der Identität mit Komet 1668 lässt unzulässige Fehler übrig. Dagegen vertragen es vollständig die Beobachtungen, dass der Komet eine gleiche Umlaufszeit wie der Komet 1882 II besitzt; auch noch eine etwas grössere Umlaufszeit würde ihnen nicht widersprechen, ohne dass man aber allzu nahe an die Parabel herangehen dürfte. Die Möglichkeit, dass die Elemente des Kometen 1843 I auch in bezug auf die Umlaufszeit denen des Kometen 1882 II gleichen, kann daher durch die Beobachtungen nicht als ausgeschlossen angesehen werden.

Was die Bahnlage anbetrifft, so besteht eine eigentümliche Relation zwischen den Kometen 1843 I und 1882 II, welche bisher unbeachtet geblieben zu sein scheint.

Es ist die merkwürdige Thatsache, dass die Schnittlinie der Bahnebenen mit den beiden grossen Axen der Kometenbahn zusammenfällt. Da nun ferner die Periheldistanzen beider Kometen nahe gleich sind, lässt sich hieraus mit einiger Sicherheit schliessen:

1. dass die beiden Kometen Stücke eines Hauptkometen sind, und

2. dass die Trennung zu irgend einer frühern Zeit im Perihel oder wenigstens nahe demselben vor sich gegangen ist.

Als Analogon hierzu würden wir beim Kometen 1882 II das Auftreten der Nebenkometen zu betrachten haben, weniger dagegen die Auflösung desselben in einzelne Kernpunkte, da die letztern die ursprüngliche Bahnebene nicht verlassen haben.

Für den Kometen 1880 I lässt sich leider eine ähnliche Betrachtung wie die vorliegende nicht anstellen, da die Bestimmung des Knotens in weiten Grenzen unsicher bleibt.«

Der periodische Komet Brooks 1889 V ist bei seiner Rückkehr am 20. Juni 1890 von Javelle auf der Sternwarte zu Nizza wieder aufgefunden worden. Seine erste Entdeckung durch Brooks geschah am 6. Juni 1889, und bereits die früheste Bahnberechnung durch Dr. Chandler führt diesen zu der Überzeugung, dass es sich um einen Kometen von kurzer Umdrehungszeit handle. In der That fand sich dieselbe zu etwa 7 Jahren. Das grösste Interesse erregte dann der Komet durch die Entdeckung Barnard's, am 1. August 1889, dass dieses Gestirn von zwei kleinen Nebenkometen begleitet sei, zu denen er am 4. August noch einen weitern, sehr lichtschwachen Begleiter fand. Chandler wies zuerst nach, dass dieser Komet 1886 dem Jupiter so nahe kam, dass dieser seine Bahn vollkommen veränderte. Vorher musste er sich nach Chandler in einer grössern Ellipse mit etwa 27 Jahren Umlaufsdauer bewegt haben, ferner muss er 1779 dem Jupiter ebenfalls sehr nahe gekommen sein. Die weitere Untersuchung Chandler's führte diesen

zu dem Ergebnisse, dass der in Rede stehende Komet sehr wahrscheinlich mit dem berühmten Lexell'schen Kometen von 1770 identisch sei. Dr. Charles Lane Poor hat nun sämtliche Beobachtungen des Kometen 1889 V zu einer möglichst erschöpfenden Untersuchung der Bahn desselben benutzt und gefunden, dass dieser Komet 1886 dem Jupiter so nahe kam, dass er sich eine zeitlang innerhalb der Bahn des 1. Jupitermondes bewegte, ja, dass das Centrum des Kometen möglicherweise die Oberfläche Jupiters gestreift hat, sicherlich aber hat es sich dieser Oberfläche bis 112300 englische Meilen genähert. Ferner ist äusserst wahrscheinlich, dass die Dauer, während deren der Komet sich innerhalb des Systems der Jupitermonde befand, 2.65 Tage betrug, und während dieser Zeit machte er fast einen vollen Umlauf um den Jupiter, indem er jovizentrisch einen Bogen von 313° beschrieb. Der Komet trat in das Jupitersystem 1886 Juli 18.77 in 118° Länge, passierte den Jupiter in einer Distanz seines Centrums von 2.28 Jupiterhalbmessern Juli 20.10 und verliess das Jupitersystem Juli 21.43 in 71° Länge. Während dieser Zeit muss er, nach Dr. Poor, mit einem oder mehrern der Jupitersatelliten zusammengetroffen sein. Vor dem Jahre 1886 beschrieb der Komet, nach demselben Berechner, eine Ellipse, in der er sich mit einer Umlaufszeit zwischen 32.60 und 30.17 Jahren bewegte. Der verloren gegangene Lexell'sche Komet wurde vom Jupiter 1779 in dem nämlichen Teile der Bahn des Jupiters gestört, wo dieser Planet und der Komet 1889 V sich am 20. Juli 1886 befanden. Der Zeitunterschied beider Störungen beträgt 107 Jahre. Die Periode des Kometen 1889 V von nahezu 31 Jahren ist kein aliquoter Teil von 107, demnach konnte der Komet 1779 nicht nahe dem Jupiter sein, falls er nicht andere und sehr erhebliche Störungen in der Zwischenzeit erlitten. Solche Störungen fanden zwar statt 1791 und 1827, allein sie waren derart, dass es sehr zweifelhaft bleibt, ob der Komet dadurch 1779 dem Jupiter sehr nahe gebracht wurde, was unbedingt erforderlich ist, wenn beide Kometen identisch sein sollen. Dr. Poor findet, dass die Frage der Identität nicht eher beantwortet werden kann, bis der Komet 1896 genau beobachtet worden ist.

Über die Stabilität der Bewegung eines durch Jupiter gefangenen Kometen hat K. Schwarzschild mathematische Betrachtungen angestellt [1]) auf der Grundlage einer Abhandlung von Poincaré über das Problem der drei Körper. Schwarzschild kommt zu dem Endergebnisse, dass wenn ein Komet in parabolischer oder hyperbolischer Bahn sich dem Sonnensysteme genähert hat und durch die Anziehung des Jupiters in eine elliptische Bahn geworfen wurde, alsdann die Jupiterstörungen im allgemeinen selbst bewirken, dass der Komet auf die Sonne oder auf Jupiter stürzt oder sich wieder

[1]) Astron. Nachr. Nr. 3361.

in parabolischer oder hyperbolischer Bahn von der Sonne entfernt. Kürzer kann man das Resultat wohl so darstellen, dass die neue elliptische Bahn des gefangenen Kometen im allgemeinen keinen dauernden Bestand hat.

Meteorite.

Meteorite und Wüstensteine. V. Goldschmidt macht darauf aufmerksam[1]), dass es auf der Erde Gebilde giebt, deren Formen denen der Meteoriten gleichen, und deren Bearbeitung durch irdische Agenzien wir studieren können, so dass sie uns durch Analogie der Beantwortung der Frage nach der Gestaltung der Meteoriten vielleicht näher bringen. Solche Steine sind nach Goldschmidt die auf der Oberfläche der Sandwüste zerstreut liegenden, und er zeigt einige Analogien in der Art der Einwirkung und im Effekt zwischen beiden Klassen von Gesteinen auf.

Die Meteoriten in Sammlungen. Im Anhange zu einer grossen Arbeit über die Meteoritensammlung des k. k. naturhistorischen Hofmuseums am 1. Mai 1895, giebt Dr. A. Brezina eine chronologisch geordnete Liste aller überhaupt bis zu diesem Datum in Sammlungen aufbewahrten Meteoriten[2]). Dieses Verzeichnis ist mit grösster Sorgfalt zusammengestellt und giebt nicht nur die berichtigten Daten des Falles oder der Auffindung, sowie der Lokalität, sondern auch die Gewichtsangaben des Hauptexemplares und das Gesamtgewicht in Grammen, sowie die petrographische Gruppe, zu der jeder Meteorit gehört. Mit Fortlassung dieser letztern Kolumne ist nachstehend das Verzeichnis wiedergegeben. Die laufende Nummer der 1. Kolumne bezieht sich auf die in der Wiener Sammlung vertretenen Lokalitäten. Das Wiederholungszeichen an Stelle der laufenden Nummer bedeutet Zugehörigkeit zur vorhergehenden Lokalität; das Zeichen — zeigt an, dass die betreffende Lokalität in der Wiener Sammlung nicht vertreten ist. Die in Grammen ausgedrückte Gewichtsangabe des Hauptexemplares und das Gesamtgewicht beziehen sich auf diese Sammlung, zwei Punkte in diesen beiden Rubriken zeigen Gewichte unter einem Gramm, zwei Striche das Fehlen der Lokalität an.

---

[1]) Tschermak's Mineralog. Mitt. **14.** p. 131.
[2]) Annalen des k. k. naturhistorischen Hofmuseums in Wien. **10.** p. 231 u. ff.

Laufende Nummer	Jahr	Monat	Tag	Fallort	Geographische Breite	Geographische Länge	Hauptexemplar	Gesamtgewicht
1	präh.,	bek.	1857	Oktibbeha Co., Mississippi, U. S.	32°18 N	88°47 W	3	3
2	»	gefund.	1882	Anderson, Little Miami, Ham. Co., Ohio, U. S.	39 20 N	84 12 W	5	6
»	»	»	1889	Till Porter Mound, Frankfort, Ky., U. S.	38 9 N	84 52 W	84	84
3	»	beschr.	1892	Lujan (Villa L.), Argentina, Südamerika	34 33 S	53 59 W	8	8
4	1400	? gefunden		Elbogen, Böhmen (Der verw. Burggraf)	50 12 N	12 44 O	79226	79426
5	1492	Nov.	16	Ensisheim, Sundgau, Ober-Elsass	47 51 N	7 22 O	422	658
6	1520	bekannt		Zacatecas, Mexico	22 47 N	102 32 W	1429	2014
7	1600	»		La Caille, Grasse, Var, Frankreich	43 47 N	6 43 O	144	340
8	1600	»		Morito, Hacienda S. Gregorio, Allende, Mexico	27 53 N	105 40 W	10	18
9	1660	gefunden		Muchachos, Carleton Tucson, Arizona, Mexico	32 12 N	110 51 W	450	450
»		gefund.	1869	» Tucson Ainsa, S. Rita, Son., Mex.	—	—	163	171
»		»	1784	» false Hacienda Concepcion, Chihuahua, Mexico	—	—	1	1
—	1668	Juni	21	Vago, Caldiero, Verona, Italien	45 25 N	11 8 O	—	—
10	1715	April	11	Schellin, Garz, Stargard, Pommern	53 20 N	15 0 O	2	2
11	1723	Juni	22	Ploschkowitz, Reichstadt, Böhmen	50 41 N	14 39 O	3	3
12	1724	bekannt		Grimma, Sachsen	51 13 N	12 43 O	—	—
»		gefunden	1751	Steinbach, Johanngeorgenstadt, Sachsen	50 25 N	12 40 O	805	1204
»		»	1833	Rittersgrün, Schwarzenberg, Sachsen	50 29 N	12 48 O	1342	1815
»		»	1861	Breitenbach, Platten, Böhmen	50 23 N	12 46 O	64	64
13	1730	circa		Ogi, Koshiro, Provinz Hizen, Japan	33 10 N	130 0 O	18	22
14	1749	gefunden		Krasnojarsk, Sibirien (Pallaseisen)	55 30 N	92 0 O	2502	3455
15	1751	Mai	26	Hraschina, Agram, Croatien	46 6 N	16 20 O	39185	39245
16	1753	Juli	3	Krawin bei Plan, Tabor, Böhmen	49 21 N	14 43 O	2789	4063
17	1753	Sept.	7	Luponnas, Ain, Frankreich	46 14 N	4 59 O	78	84
18	1763	bekannt		Siratik, Senegal, Westafrika	14 0 N	11 0 W	223	491
19	1766	Juli	Mitte	Albareto, Modena, Italien	44 41 N	10 57 O	26	46
20	1768	Sept.	13	Lucé, Sarthe, Frankreich	47 52 N	0 30 O	146	166
21	1768	Nov.	20	Mauerkirchen, Bayern, jetzt Oberösterreich	48 12 N	13 7 O	417	588
22	1773	Nov.	17	Sena, Sigena, Aragonien, Spanien	41 36 N	0 0 O	24	28
23	1780	gefunden		Descubridora, Catorze, S. Luis Potosi, Mexico	23 44 N	100 58 W	58	101
»		gefunden	1885	Catorze, Mexico	»	»	41530	41530
24	1783	gefunden		Campo del Cielo, Otumpa, Tucuman, Argent.	26 0 S	64 30 W	344	417

24		bekannt 1863		Wöhler	° —	° —	5	5
25	1784	bekannt		**Prambanan, Soerakarta, Java**	7 42 S	111 36 O	21	49
26	1784	»		Xiquipilco, Toluca, Mexico	19 44 N	99 35 W	52850	120325
»		»		Ixtlahuaca, Toluca, Mexico	19 37 N	99 34 W	221	221
»		»		Hacienda di Mañi	—	—	42	42
»		»		Sierra blanca, Durango, Mexico (angeblich)	27 15 N	105 4 W	—	—
»		gefunden 1858		Rincon de Caparrosa, Mexico	17 31 N	99 48 W	20	20
27	1784	gefunden		Adargas, Concepcion, Chihuahua, Mexico	26 46 N	105 14 W	435	574
28	1784	»		Bemdego, Bahia, Brasilien	10 20 S	40 10 W	1935	2322
29	1785	Febr.	19	Wittmess, Eichstädt, Bayern	48 52 N	11 10 O	122	128
30	1787	Okt.	13	Jigalowka, Bobrik, Charkow, Russland	50 17 N	35 10 O	2	2
31	1790	Juli	24	Barbotan, Landes, Frankreich	43 57 N	0 4 O	344	618
32	1793	gefunden		Capland, Südafrika	34 0 S	27 30 O	598	947
33	1794	Juni	16	Siena, Lucignan d'Asso, Toskana, Italien	43 7 N	11 36 O	106	192
34	1795	Dez.	13	Wold Cottage, Yorkshire, England	54 9 N	0 24 W	65	102
35	1796	Jan.	16	Bjelaja Zerkow, Ukraine, Kiew, Russland	49 50 N	30 6 O	118	118
36	1798	März	8—12	Salles, Villefranche, Rhône, Frankreich	46 3 N	4 37 O	291	333
37	1798	Dez.	19	Benares, Krakhut, Ostindien	25 38 N	83 0 O	559	662
38	1800	gefunden		Imilac, Atacama, Südamerika	23 59 S	69 34 W	2895	3687
»		gefunden 1879		Campo del Pucara, Catam., Argentina	27 20 S	67 20 W	5	5
39	1802	gefunden		Albacher Mühle, Bitburg, Niederrhein	49 59 N	6 30 O	78	109
40	1802	Jan.	—	Tounellier, Mauritius, Maskarenen, Ostafrika	20 10 S	57 35 O	3	3
41	1803	April	26	L'Aigle, Normandie, l'Orne, Fraunkreich	48 45 N	0 38 O	1504	4054
42	1803	Okt.	8	Saurette, Apt, Vaucluse, Frankreich	43 52 N	5 23 O	297	297
43	1803	Dez.	13	Sankt Nicolas, Mässing, Bayern	48 27 N	12 36 O	2	2
44	1804	beschrieben		Charcas, San Louis Potosi, Mexico	23 14 N	101 7 W	106	190
45	1804	»		Misteca, Oaxaca, Mexico	16 45 N	97 4 W	764	1945
46	1804	bekannt		Teposcolula, Oxaca, Mexico	17 29 N	96 34 W	15	15
»	1804	»		Mexico, von Humboldt mitgebr. Goldbach's Eis	—	—	36	36
47	1804	»		(Pila) Durango, Mexico	24 2 N	104 36 W	578	790
»		gefunden 1882		Rancho de la Pila, Durango, Mexico	—	—	19	19
48	1804	gefunden		Darmstadt, Hessen	49 52 N	8 38 O	5	5
49	1804	April	5	High Possil, Glasgow, Schottland	55 54 N	4 18 W	15	15
50	1804	Nov.	24	Bocas (Hacienda de B.), San Louis Potosi, Mexico	22 12 N	100 58 W	1	1
51	1805	April	6	Doroninsk, Irkutsk, Sibirien	50 30 N	112 20 O	31	61
52	1805	Juni	—	Constantinopel, Türkei	41 0 N	28 58 O	6	6
53	1805	Nov.	—	Asco, Corsica	42 28 N	9 2 O	18	18
54	1806	März	15	Alais, Gard, Frankreich	44 0 N	4 15 O	1	1
55	1807	»	25	Timoschin, Juchnow, Smolensk, Russland	54 48 N	35 10 O	52	141

Laufende Nummer	Jahr	Monat	Tag	Fallort	Geographische Breite	Geographische Länge	Hauptexemplar	Gesamtgewicht
56	1807	Dez.	14	Weston, Fairfield Co., Connect, U. S.	41°15 N	73°34 W	84	183
57	1808	gefunden		Cross Timbers, Red River, Texas, U. S.	32 7 N	95 10 W	641	1297
58	1708	»		Disko-Eiland, Grönland	69 30 N	52 0 W	—	—
»		gefunden	1819	Niakornak, Grönland	69 25 N	50 30 W	1	1
»		»	1852	Fortuna-Bay, Davis Strait, Grönland	69 20 N	54 10 W	6	6
»		»	1870	Ovifac, Grönland	69 20 N	54 1 W	41110	42637
59	1808	gefunden		Mooradabad, Delhi, Ostindien	28 50 N	78 48 O	1	1
60	1808	April	19	Borgo San Donino, Cusignano, Parma, Italien	44 47 N	10 4 O	184	264
61	1808	Mai	22	Stannern, Iglau, Mähren	49 18 N	15 36 O	6365	15588
62	1808	Sept.	3	Lissa, Bunzlau, Böhmen	50 12 N	14 54 O	3102	3806
63	1809	gefallen		Kikino, Wjasemsk, Smolensk, Russland	55 17 N	34 13 O	21	21
64	1810	gefunden		Rasgata, Tocavita, Columbien	5 15 N	73 45 W	628	1266
65	1810	»		Rokičky, Brahin, Minsk, Russland	51 46 N	30 10 O	3028	3320
66	1810	Aug.	—	Mooresfort, Tipperary, Irland	52 27 N	8 17 W	254	278
67	1810	Nov.	23	Charsonville, Loiret, Frankreich	47 56 N	1 35 O	524	604
»	1810	»	»	Chartres, Eure et Loir, Frankreich	48 26 N	1 29 O	—	—
»	1810	»	»	Boisfontaine	—	—	34	35
»	1810	»	»	Menng	—	—	54	54
»	1810	»	»	La Tonanne	—	—	1	1
68	1811	März	12	Kuleschowka, Gouv. Poltawa, Russland	50 43 N	33 45 O	153	194
69	1811	Juli	8	Berlanguillas, Burgos, Castilien, Spanien	41 41 N	3 48 W	198	198
70	1812	April	10	Toulouse, Haute Garonne, Frankreich	43 47 N	1 9 O	16	16
71	1812	»	15	Erxleben, Magdeburg, Preussen	52 13 N	11 14 O	52	88
72	1812	Aug.	5	Chantonnay, Vendée, Frankreich	46 40 N	1 5 W	2281	2790
73	1813	Sept	5—6	Borodino, Gouv. Moskau, Russland	55 33 N	35 47 O	2	2
74	1813	»	10	Limerick, Adare, Irland	52 30 N	8 42 W	69	163
75	1813	Dez.	13	Luotolaks, Wiborg, Finnland,	61 13 N	27 49 O	16	16
76	1814	gefunden		Lenarto, Sároser Comitat, Ungarn	49 18 N	21 41 O	2805	3243
—	1814	—	—	Gurram Konda, Madras, Ostindien	13 47 N	78 37 O	—	—
—	1814	Jan.	23	Scholakoff, Ekaterinoslaw, Russland	48 15 N	36 0 O	—	—
77	1814	Febr.	15	Alexejewka, Bachmut, Ekaterinoslaw, Russland	48 34 N	37 52 O	1150	1244
78	1814	Sept.	5	Agen, Lot et Garonne, Frankreich	44 26 N	0 31 O	126	202
—	1814	Nov.	5	Chail, Bengal, Ostindien	25 36 N	81 35 O	—	—

79	1815	Febr.	18	Durala, Umbala, Delhi, Ostindien	30°20 N	76°41 O	42	42
80	1815	Okt.	3	Chassigny, Haute Marne, Frankreich	47 43 N	5 23 O	59	99
81	1818	gefunden		Cambria, Lockport, New-York, U. S.	43 9 N	78 43 W	150	299
82	1818	„		Sowallik, Baffinsbay, Grönland	76 22 N	58 0 W	3	3
83	1818	April	10	Zaborzika, Volhynien, Russland	50 15 N	27 30 O	55	113
„		beschrieb. 1859		Czartoya, Volhynien	51 14 N	25 49 O	—	—
84	1818	Juni	—	Seres, Macedonien, Türkei	41 5 N	23 34 O	4780	6485
85	1818	Aug.	10	Slobodka, Smolensk, Russland	54 48 N	35 10 O	90	90
86	1819	bekannt		Burlington, Otsego Co., New-York, U. S.	42 42 N	75 25 W	43	71
87	1819	Juni	13	Jonzac, Saintonge, Frankreich	45 26 N	0 27 W	554	1157
88	1819	Okt.	13	Politz, Gera, Deutschland	50 57 N	12 2 O	389	404
89	1820	gefunden		Guilford Co., Nord-Carolina, U. S.	35 48 N	78 29 W	8	8
90	1820	Juli	12	Lasdany, Lixna, Witebsk, Russland	56 0 N	26 25 O	251	268
91	1821	Juni	15	Juvinas, Ardêche, Frankreich	44 42 N	4 21 O	484	682
92	1822	„	3	Angers, Maine et Loir, Frankreich	47 28 N	0 34 W	2	2
93	1822	Aug.	7	Kadonah, Agra, Ostindien	27 12 N	78 3 O	2	2
94	1822	Sept.	13	La Baffe, Epinal, Vosges, Frankreich	48 9 N	6 35 O	17	17
95	1822	Nov.	30	Allahabad, Futtehpore, Ostindien	25 57 N	80 50 O	446	494
96	1822 oder 1823			Umbala, Delhi, Ostindien	30 24 N	76 47 O	3	3
98	1823	Aug.	7	Nobleboro, Lincoln Co., Maine, U. S.	44 5 N	69 40 W	6	6
98	1823	Ende		Botschetschki, Kursk, Russland	50 23 N	36 5 O	3	3
99	1824	Jan.	15	Renazzo, Ferrara, Italien	44 47 N	11 18 O	67	113
100	1824	Febr.	18	Tounkin, Irkutsk, Sibirien	51 50 N	102 50 O	.	.
101	1824	Okt.	14	Praskoles, Zebrak, Böhmen	49 52 N	13 55 O	353	449
102	1825	Febr.	10	Nanjemoy, Chas. Co., Maryland, U. S.	38 28 N	77 16 W	351	351
103	1825	Sept.	27	Honolulu, Owahu, Sandwich-Inseln	21 30 N	158 0 W	165	261
104	1826	gefunden		Nauheim, Frankfurt, Hessen	50 22 N	8 44 O	53	53
105	1826	Mai	19	Mordvinovka, Pawlograd, Ekaterinosl., Russland	48 32 N	35 52 O	386	445
106	1826	„	25	Galapian, Agen, Lot et Garonne, Frankreich	44 13 N	0 38 O	2	2
107	1827	gefunden		Newstead, Roxburgshire, Schottland	55 37 N	2 42 W	364	429
108	1827	Febr.	16	Mhow, Azim Gur, Ostindien	25 57 N	83 36 O	24	24
109	1827	Mai	9	Drake Creek, Nashville, Tennessee, U. S.	36 9 N	87 0 W	34	68
110	1827	Okt.	5	Bialystok, Jasly, Russland	53 12 N	23 10 O	59	59
111	1828	Juni	4	Richmond, Henrico Co., Virginia, U. S.	37 32 N	77 35 W	66	138
112	1829	gefunden		Bohumilitz, Prachin, Böhmen	49 6 N	13 49 O	2590	2694
113	1829	Mai	8	Forsyth, Monroe Co., Georgia, U. S.	33 0 N	84 13 W	51	88
114	1829	Aug.	14	Deal, Longbranch, New-Jersey, U. S.	40 17 N	74 12 W	.	.
115	1829	Sept.	9	Krasnoj-Ugol, Räsan, Russland	53 56 N	40 28 O	11	11
—	1830	Mai	17	Perth, Schottland	56 24 N	3 27 O	—	—

Laufende Nummer	Jahr	Monat	Tag	Fallort	Geographische Breite	Geographische Länge	Hauptexemplar	Gesamtgewicht
116	1831	Mai	13	Vouillé, Poitiers, Vienne, Frankreich	46° 37 N	0° 8 O	88	88
117	1831	Sept.	9	Znorow, Wessely, Mähren	48 54 N	17 21 O	3672	3680
118	1832	gefunden		Walker, Co., False Morgan Co., Alabama, U.	33 45 N	87 28 W	65	65
119	1833	Nov.	25	Blansko, Brünn, Mähren	49 20 N	16 38 O	69	69
120	1834	gefunden		Lime Creek. Claiborne, Alabama, U. S.	31 32 N	87 45 W	231	239
121	1834	»		Scriba, Oswego Co., New-York, U. S.	43 28 N	76 25 W	83	83
122	1834	Jan.	8	Okniny, Volhynien, Russland	50 6 N	25 40 O	110	110
123	1834	Juni	12	Charwallas, Hissar, Delhi, Ostindien	29 12 N	75 40 O	18	19
124	1835	gefunden		Black Mountain, Buncombe Co., Nord-Car., U. S.	35 44 N	82 20 W	45	45
125	1835	Jan.	31	Mascombes, Corrèze, Frankreich	45 20 N	1 52 O	1	1
126	1835	Aug.	1	Charlotte, Dickson Co.. Tennessee, U. S.	36 15 N	87 22 W	165	166
127	1835	»	4	Aldsworth, Cirencester, England	51 43 N	1 58 W	14	15
128	1835	Nov.	13	Belmont, Simonod, Ain, Frankreich	45 55 N	5 40 O	.	.
129	1836	bekannt		Wichita Co., Brazos, Texas, U. S.	33 43 N	98 45 W	1402	4886
—	1836	gefunden		Great Namaland, Südafrika	32 15 S	25 55 O	—	—
130	1836	Sept.	14	Aubres, Drôme, Frankreich	44 22 N	5 8 O	8	8
131	1836	Nov.	11	Macao, Rio Assu, Brasilien	4 55 S	37 10 W	199	588
132	1837	bekannt		Coahuila, Bolson de Mapini, Mexico	28 42 N	102 48 W	198000	211371
»		»		Santa Rosa, Saltillo, Coahuila	27 55 N	101 30 W	39	59
»		»		Saltillo, Coahuila	25 28 N	101 2 W	2	2
133	1837	Juli	24	Gross-Divina, Trentschiner Comitat, Ungarn	49 15 N	18 44 O	64	64
134	1837	Aug.	—	Esnandes, Charente inférieure, Frankreich	46 14 N	1 10 W	42	42
135	1838	bekannt		Simbirsk Partsch, Russland	—	—	10	10
136	1838	»		Slobodka Partsch, Russland	—	—	71	148
137	1838	Jan.	29	Kace, Saudee, Oude, Ostindien	27 25 N	81 8 O	4	4
138	1838	Apr.	18	Akburpoor, Saharanpoor, Ostindien	26 25 N	79 57 O	30	30
139	1838	Juni	6	Chandakapoor, Beraar, Ostindien	21 10 N	79 10 O	98	105
140	1838	Juli	22	Montlivault, Loire et Cher, Frankreich	47 40 N	1 25 O	8	8
141	1838	Okt.	13	Cold Bokkeveld, Capland, Südafrika	32 30 S	19 30 O	436	666
142	1839	bekannt		Baird's Farm, Asheville, Nord-Carolina, U. S.	35 36 N	82 31 W	256	271
143	1839	gefunden		Putnam Co., Georgia, U. S.	33 18 N	83 35 W	87	136
144	1839	Febr.	13	Pine Bluff, Little Piney, Missouri, U. S.	37 55 N	92 5 W	62	62
145	1840	beschrieben		Cosby's Creek, Cocke Co., Sevier Co., Tenn., U. S.	35 45 N	83 25 W	329	634

146	1840	gefunden		Petropawlowsk, Mrass, Tomsk, Sibirien	57° 7 N	87°27 O	100	100
147	1840	»		Carthago (Coney Fork), Smith Co., Tenn., U. S.	36 17 N	86 12 W	569	806
148	1840	»		(Smithville) Caryfort, De Calb Co., Tenn., U. S.	36 17 N	86 12 W	97	100
»		gefund. 1892		Smithville, De Calb Co., Tennessee, U. S.	35 56 N	85 46 W	940	954
149	1840	gefunden		Magura, Szlanicza, Arva, Ungarn	49 20 N	19 29 O	10590	30193
150	1840	»		Smithland, Livingstone Co., Kentucky, U. S.	37 10 N	88 40 W	105	118
151	1840	»		Tarapaca, Hemalga, Chile	19 57 S	69 40 W	243	329
152	1840	Mai	9	Karakol, Ajagus, Russland, Asien	47 50 N	80 10 O	1	1
153	1840	Juni	12	Staartje, Uden, Holland	51 40 N	5 35 O	.	.
154	1840	Juli	17	Cereseto, Casale, Monferrate, Piemont	45 4 N	8 20 O	110	136
155	1841	März	22	Grüneberg, Preussisch-Schlesien	51 56 N	15 22 O	9	17
156	1841	Juni	12	Chateau Renard, Loiret, Frankreich	47 56 N	2 58 O	350	837
—	1841	Sept.	6	Saint Christophe (la Chartreuse), Vendée, Frk.	46 57 N	1 31 W	—	—
157	1842	gefunden		Babb's Mill, Green Co., Tennessee, U. S.	36 8 N	82 52 W	20	20
»		bekannt 1876		Green Co., Tennessee, U. S.	—	—	128700	129099
158	1842	April	26	Pusinsko Selo, Milena, Croatien	46 11 N	16 4 O	192	192
159	1842	Juni	3	Aumières, Lozère, Frankreich	44 18 N	3 13 O	5	5
—	1842	Juli	4	Barea, Logroño, Spanien	42 23 N	2 30 W	—	—
160	1843	bekannt		Sanct Augustine's Bay, Madagascar	23 20 S	44 20 O	1	1
161	1843	März	25	Bishopville, Süd-Carolina, U. S.	34 12 N	80 12 W	45	45
162	1843	Juni	2	Utrecht, Holland	52 8 N	5 8 O	204	373
163	1843	»	29	Manegaon, Eidulabad, Ostindien	17 59 N	75 37 O	1	1
164	1843	Sept.	16	Klein-Wenden, Erfurt, Preussen	51 24 N	10 38 O	130	174
165	1843	Nov.	12	Werchne Tschirskaja, Don, Russland	48 25 N	43 10 O	94	94
166	1844	Jan.	—	Cosina (Cerro C.), Dolores Hidalgo, Mexico	20 56 N	100 23 W	52	57
167	1844	April	29	Killeter, Tyrone, Irland	54 44 N	7 40 W	1	1
168	1844	Okt.	21	Favars, Aveyron, Frankreich	46 4 N	0 38 O	1	1
169	1845	Jan.	25	Le Pressoir, Louans, Indre et Loire, Frankr.	47 9 N	1 18 O	3	3
—	1845	Mai	—	Baratta, Deniliquin, Neu-Caledonien	35 26 S	145 4 O	—	—
170	1845	Juli	14	La Vivionnère, Teilleul, Manche, Frankreich	48 32 N	0 53 W	7	7
171	1846	beschrieben		Jackson Co., Tennessee, U. S.	36 25 N	85 55 W	10	13
—	1846	gefunden		Deep Springs Farm, Nord-Carolina, U. S.	34 57 N	79 38 W	—	—
172	1846	»		Netschaëvo, Tula, Russland	54 35 N	37 34 O	468	1192
173	1846	»		Assam, Ostindien	26 15 N	92 30 O	140	188
174	1846	Mai	8	Monte Milone, Macerata, Italien	43 16 N	13 21 O	4	4
175	1846	Aug.	14	Cape Girardeau, Missouri, U. S.	37 19 N	89 31 W	93	93
176	1846	Dez.	25	Schönenberg, Schwaben, Bayern	48 9 N	10 26 O	22	23
177	1847	gefunden		Murfreesboro, Rutherford Co., Tennessee, U. S.	35 50 N	86 38 W	948	949
178	1847	»		Seeläsgen, Brandenburg, Preussen	52 14 N	15 23 O	4814	6580

Laufende Nummer	Jahr	Monat	Tag	Fallort	Geographische Breite	Geographische Länge	Hauptexemplar	Gesamtgewicht
179	1847	gefunden		Chesterville, Chester Co., Süd-Carolina, U. S.	36° 40 N	81° 7 W	744	884
180	1847	Febr.	25	Hartford, Linn Co., Jowa, U. S.	41 58 N	91 57 W	140	241
181	1847	Juli	14	Braunau, Böhmen	50 36 N	16 19 O	2132	2457
182	1848	Mai	20	Castine, Hancock Co., Maine, U. S.	44 29 N	68 57 W	1	1
183	1848	Juli	4	Montignac, Marmande, Aveyron, Frankreich	44 31 N	0 10 O	25	25
184	1848	Dez.	27	Ski, Akershuus, Norwegen	59 56 N	11 18 O	30	30
185	1849	Okt.	31	Monroe, Cabarras Co., Nord-Carolina, U. S	35 0 N	80 9 W	80	138
186	1850	beschrieben		Ruff's Mountain, Lexington-Co., Süd-Car., U. S.	34 16 N	81 40 W	369	657
187	1850	»		Miller's Run, Pittsburg, Pennsylvania, U. S.	40 28 N	80 8 W	2	2
188	1850	»		Saltriver, Kentucky, U. S.	37 58 N	85 38 W	45	45
189	1850	gefunden		Schwetz, Preussen	53 24 N	18 26 O	438	843
190	1850	»		Seneca Falls, Seneca River, New-York, U. S.	42 55 N	77 0 W	817	820
191	1850	»		Botetourt, Virginia, U. S.	38 0 N	79 0 W	·	·
192	1850	Juni	13	Kesen, Iwate, Japan	39 30 N	142 0 O	378	419
193	1850	Nov.	30	Shalka, Bancoorah, Ostindien	23 5 N	87 22 O	166	199
194	1851	April	17	Gütersloh, Minden, Westphalen	51 55 N	8 21 O	87	87
195	1851	Som.	—	Quinçay (Gençay), Vienne, Frankreich	46 25 N	0 24 O	2	3
196	1851	Nov.	5	Nulles, Catalonien, Spanien	41 38 N	0 45 W	23	27
197	1852	bekannt		Chupaderos, Chihuahua, Mexico	27 0 N	105 4 W	545	658
198	1852	»		(Fort Duncan), Sancha, Gouch, Texas, U. S.	—	—	446	619
»		gefund.	1882	Fort Duncan, Maverick Co., Texas, U. S.	28 45 N	100 30 W	12140	13029
»		beschrieb.	1881	Locality unknown, Smithson	—	—	3	3
»		gefund.	1846	false Cañada de Hierro oder Taos	—	—	3	3
—	1852	gefunden		Cranberry Plains, Popolar Hill, Virg., U. S.	37 13 N	80 47 W	—	—
199	1852	»		Mainz, Hessen, Deutschland	50 0 N	8 16 O	63	119
200	1852	Jan.	23	Yatoor, Nellore, Madras, Ostindien	14 18 N	79 46 O	201	202
201	1852	Sept.	4	Mezö-Madarász (Fekete), Siebenbürgen	46 37 N	24 19 O	9866	12523
202	1852	Okt.	13	Borkut, Marmaros, Ungarn	48 7 N	24 17 O	102	191
203	1852	Dez.	2	Bustee, Goruckpur, Ostindien	26 45 N	82 42 O	15	21
204	1853	bekannt		Lion River, false Grosses Namaland, Südafrika	23 40 S	17 40 O	138	280
205	1853	gefunden		Tazewell, false Knoxville, Tennessee, U. S.	36 25 N	83 38 W	138	165
206	1853	»		Union Co., Georgia, U. S.	34 49 N	84 12 W	16	16
207	1853	Febr.	10	Girgenti, Sicilien, Italien	37 17 N	13 34 O	18	18

208	1853	März	6	Segowlee, Chumparun, Ostindien	26°45 N	84°48 O	996	996
209	1853	»	6	Duruma, Wanikaland, Ostafrika	3 57 S	40 31 O	1	1
—	1854	beschrieben		Long Creek, Jefferson Co., Kentucky, U. S.	—	—	—	—
210	1854	bekannt		Jewell Hill, Madison Co., Nord-Carolina, U. S	35 32 N	82 28 W	41	48
211	1854	gefunden		Madoc, Ober-Canada, U. S.	45 31 N	73 35 W	210	210
212	1854	»		Emmetsburg, Maryland, U. S.	39 40 N	77 27 W	9	9
213	1854	»		Werchne Udinsk, Niro, Witim, Sibirien	57 0 N	113 40 O	191	423
214	1854	»		Tabarz, Thüringen	50 53 N	10 31 O	16	16
215	1854	»		Cranbourne, Melbourne, Victoria, Australien	38 11 N	145 20 O	938	1100
216	1854	»		Sarepta, Saratow, Russland	48 28 N	44 29 O	394	751
217	1854	»		Temora, Narraburra Creek, Neusüdw., Austr.	34 10 S	147 43 O	52	52
—	1854	Sept.	5	Linum, Ferbellin, Preussen	52 46 N	12 52 O	—	—
218	1855	gefunden		Orange River, Garib, Südafrika	30 0 S	21 0 O	47	47
219	1855	»		Barranca blanca, S. Francisco-Pass, Chile	28 3 S	69 10 W	66	66
220	1855	Mai	11	Kaande, Oesel, Livland	58 30 N	22 2 O	21	21
221	1855	»	13	Gnarrenburg, Bremervörde, Hannover	53 30 N	9 8 O	311	348
222	1855	Juni	7	Saint Denis Westrem, Belgien	51 4 N	3 40 O	322	326
223	1855	Aug.	5	Petersburg, Lincoln Co., Tennessee, U. S	35 20 N	86 50 W	24	24
224	1956	bekannt		Denton Co., Texas, U. S.	33 12 N	97 10 W	203	203
225	1856	gefunden		Fort Pierre, Nebrasca, Missouri, U. S.	44 12 N	101 0 W	489	1715
226	1856	»		Hainholz, Paderborn, Minden, Westphalen	51 43 N	8 46 O	417	760
227	1856	»		Miney, Taney Co., Missouri, U. S.	36 35 N	93 12 W	28930	39077
»		gefund. 1860		false Newton Co., Arkansas, U. S.	—	—	21	36
228	1856	Juni	—	Avilez, Durango, Mexico	24 50 N	104 34 W	3	3
—	1856	Aug.	5	Oviedo, Asturien, Spanien	43 22 N	5 52 W	—	—
229	1856	Nov.	12	Trenzano Brescia, Italien	45 28 N	10 2 O	1533	1819
230	1857	gefunden		Laurens Co., Süd-Carolina, U. S.	34 30 N	81 54 W	1417	1484
—	1857	»		Locust Grove, Henry Co., Georgia, U. S.	33 23 N	84 20 W	—	—
231	1857	Febr.	28	Parnallee, Madura, Ostindien	9 14 N	78 21 O	691	739
232	1857	März	24	Stawropol, Kaukasus, Russland	45 4 N	41 58 O	18	22
233	1857	April	1	Heredia, Costa Rica, Central-Amerika	8 45 N	83 25 W	24	24
234	1857	»	15	Kaba, Debreczin, Ungarn	47 22 N	21 16 O	23	39
235	1857	Okt.	1	Les Ormes, Yonne, Frankreich	47 51 N	3 15 O	2	2
236	1857	»	11	Veresegyháza, Ohaba, Blasendorf, Ungarn	46 4 N	22 53 O	15655	15764
237	1857	Dez.	27	Quenggouk, Pegu, Hinterindien	17 30 N	95 0 O	327	506
238	1858	bekannt		Wooster, Wayne Co., Ohio, U. S.	40 0 N	83 0 W	.	.
239	1858	gefunden		Joels Eisen, Atacama, Bolivia, Chile, Südamerika	25 23 S	70 2 W	3	5
240	1858	»		Staunton IV, Augusta Co., Virginia, U. S.	38 8 N	79 4 W	2595	4828
241	1858	»		Trenton, Milw., Washington Co., Wiscons., U. S.	43 22 N	88 8 W	701	1109

Laufende Nummer	Jahr	Monat	Tag	Fallort	Geographische Breite	Geographische Länge	Hauptexemplar	Gesamt-Gewicht
242	1858	Mai	19	Kakowa, Temeser Banat, Ungarn	45° 6 N	21°38 O	327	327
243	1858	Aug.	—	Zmen, Gouvernement Minsk, Russland	51 53 N	26 40 O	116	116
244	1858	Dez.	9	Aussun, Montréjeau, Haute Garonne, Frankr. . .	43 5 N	0 33 O	747	1038
245	1858	»	24	Molina, Murcia, Spanien	38 7 N	1 10 W	14	14
246	1869	gefunden		Port Orford, Rogue River Mts., Oregon, U. S. . .	42 46 N	123 10 W	4	4
247	1859	März	28	Harrison Co., Indiana, U. S.	38 25 N	84 30 W	7	13
248	1859	April	4	Mexico, Pampanga, Philippinen	15 0 N	120 50 O	16	23
249	1859	Mai	—	Bueste, Pau, Pyrenées, Frankreich	43 18 N	0 37 W	40	66
250	1859	Aug.	11	Bethlehem, Albany, New-York, U. S.	42 27 N	74 0 W	.	.
251	1860	beschrieben		Marshall Co., Kentucky, U. S.	36 57 N	88 36 W	73	73
252	1860	bekannt		Coopertown, Roberston Co., Tennessee, U. S . .	35 40 N	87 0 W	695	884
253	1860	gefunden		Lagrange, Oldham Co., Kentucky, U. S.	37 50 N	85 30 W	210	442
254	1860	»		Cleveland, East Tennessee, U. S.	35 4 N	84 54 W	930	1055
255	1860	»		Nelson Co., Kentucky, U. S.	37 48 N	85 37 W	17200	24504
256	1860	»		Lutschaunig, Atacama-Wüste, Südamerika . . .	20 0 S	70 0 W	2	2
257	1860	Febr.	2	Alessandria, San Giuliano vecchio, Piemont . . .	44 54 N	8 35 O	78	78
258	1860	März	28	Kheragur, Agra, Ostindien	27 14 N	77 30 O	23	23
259	1860	Mai	1	New Concord, Musk. Co., Ohio, U. S.	40 3 N	81 40 W	1139	1570
260	1860	Juni	16	Kusiali, Kumaon, Ostindien	30 0 N	79 0 O	.	.
261	1860	Juli	14	Dhurmsala, Kangra, Ostindien	31 55 N	77 0 W	818	1718
262	1861	bekannt		Vaca muerta, Sierra de Chaco, Atacama	25 40 S	70 10 W	964	1425
»		»		San Pedro de Atacama	22 22 S	68 48 W	258	258
»		gefund.	1863	Jarquerapass	27 54 S	69 50 W	1520	1520
»		—		Chañaral, Atacama	26 18 S	70 44 W	217	217
263	1861	Mai	12	Butsura, Goruckpur, Ostindien	27 7 N	84 19 O	555	588
264	1861	»	14	Canellas, Villa nova, Barcelona, Spanien . . .	41 15 N	1 40 O	1	1
265	1861	Juni	28	Mikenskoi, Grosnaja, Kaukasus	43 21 N	45 42 O	198	343
266	1862	gefunden		Victoria West, Capcolonie, Südafrika	32 53 S	26 50 O	160	172
267	1862	»		Kokomo, Howard Co., Indiana, U. S.	40 31 N	86 5 W	15	15
268	1862	Okt.	1	Sevilla, Andalusien, Spanien	37 22 N	5 52 W	.	.
269	1862	»	7	Menow, Alt-Strelitz, Mecklenburg	53 11 N	13 8 O	159	160
270	1863	bekannt		Saint François Co., südöstliches Missouri, U. S. .	37 49 N	89 55 W	300	327
271	1863	gefunden		Smith Mountain, Rockingham Co., Virg., U. S. .	36 20 N	79 45 W	68	124

272	1863	gefunden		Russel Gulch, Gilpin Co., Colorado, U. S.	39°23 N	105°51 W	105	105
273	1863	»		Bückeberg, Obernkirchen, Preussen	52 16 N	9 8 O	19	19
274	1863	»		Copiapo, Chile	27 21 S	70 33 W	568	1221
»		gefund. 1865		Sierra di Deesa	—	—	2	2
275	1863	gefunden		Dacotah, Indian Territory, U. S.	46 0 N	100 0 W	5	7
276	1863	März	16	Pulsora, Rutlam, Ostindien	23 17 N	74 56 O	49	49
277	1863	Juni	2	Scheikahr Stattan, Buschof, Curland	56 18 N	25 53 O	528	605
278	1863	Aug.	8	Pillistfer (Aukoma), Livland	58 41 N	25 40 O	21	30
»	1863	»	»	» (Wahhe), Livland	58 40 N	25 40 O	6	6
»	1863	»	»	» (Kurla), Livland	58 41 N	25 41 O	1673	1673
279	1863	»	11	Shytal, Dacca, Ostindien	23 44 N	90 24 O	184	224
280	1863	Dez.	7	Tourinnes la Grosse, Tirlemont, Belgien	50 49 N	4 56 O	203	266
281	1863	»	22	Manbhoom, Bengalen Ostindien	23 19 N	86 33 O	122	201
282	1863	od. 1864 gefund.		Tom Hannock Creek, Rensselaer Co., New-Y.	41 27 N	76 0 W	22	22
283	1864	gefunden		Nejed, Central-Arabien, Afrika	28 0 N	45 0 O	126	126
284	1864	April	12	Nerft, Curland (Pohgel)	56 10 N	25 20 O	139	167
»	1864	»	»	» » (Swajahn)	—	—	988	988
285	1864	Mai	14	Orgueil, Tarn et Garonne, Frankreich	43 44 N	1 24 O	22	37
286	1864	Juni	26	Dolgowoli, Volhynien	50 46 N	25 20 O	101	101
—	1864	Dez.	11	Turanaki, Wairarapa Valley, Neuseeland	39 22 S	175 53 O	—	—
287	1865	gefunden		Dellys, Algier	36 49 N	3 50 O	9	9
288	1865	Jan.	19	Mouza Khoorna, Goruckpur, Ostindien	25 45 N	83 23 O	29	29
289	1865	März	26	Vernon Co., Wisconsin, U. S.	43 30 N	91 10 W	29	29
290	1865	Mai	23	Gopalpur, Jessore, Ostindien	25 1 N	84 48 O	158	158
291	1865	Aug.	12	Dundrum, Tipperary, Irland	52 33 N	8 2 W	18	18
292	1865	»	25	Umjhiawar, Shergotty, Behar, Ostindien	25 9 N	85 33 O	124	183
293	1665	»	»	Senhadja, Aumale, Algier	36 27 N	3 40 O	23	23
294	1865	Sept.	21	Muddoor, Mysore, Ostindien	12 37 N	77 5 O	51	51
—	1866	bekannt		Rio Florido, Chihuahua, Mexico	26 40 N	103 15 W	—	—
295	1866	gefunden		Dehesa, Chile	33 0 S	70 30 W	2	2
296	1866	»		Bear Creek, Aeriot, Denver Co., Colorado, U. S.	39 48 N	105 5 W	35	38
297	1866	»		Francfort, Franklin Co., Kentucky, U. S.	38 14 N	80 40 W	30	37
298	1866	»		Juncal, Paypote, Chile	25 29 S	69 12 W	464	871
»		gefund. 1870		Ilimaë, Atacama, Chile	26 0 S	70 0 W	50755	51159
299	1866	April	—	Udipi, Canara, Küste Malabar, Ostindien	13 21 N	74 45 O	89	26
300	1866	Mai	27	Pokra, Bustee, Goruckpoor, Ostindien	25 45 N	83 23 O	26	89
301	1866	»	30	Saint Mesmin, Troyes, Aube, Frankreich	48 26 N	3 55 O	400	491
302	1866	Juni	9	Knyahinya, Unghvár, Ungarn	48 58 N	22 31 O	293467	298995
—	1866	Okt.	5	Jamkheir, Ahmednuggur, Ostindien	19 6 N	74 47 O	—	—

Laufende Nummer	Jahr	Monat	Tag	Fallort	Geographische Breite	Geographische Länge	Hauptexemplar	Gesamtgewicht
303	1866	Dez.	6	Elgueras, Cangas de Onis, Oviedo, Spanien	43°26 N	5°10 W	114	114
304	1867	beschrieben		Cacaria, Durango, Mexico	24 28 N	104 34 W	15	15
305	1867	gefunden		Losttown, Cherokee Co., Georgia, U. S.	33 0 N	83 0 W	34	34
306	1867	»		Scottsville, Allen Co., Kentucky, U. S	36 43 N	83 6 W	492	1418
307	1867	»		Auburn, Macon Co., Alabama, U. S.	32 37 N	85 32 W	18	18
308	1867	»		San Francisco del Mesquital, Durango, Mexico	23 42 N	106 19 W	54	73
309	1867	»		Arizona (Tuckers Arizona), Neu-Mexico, U. S.	33 0 N	110 0 W	5	5
310	1867	Jan.	19	Saonlod, Khetree, Ostindien	28 10 N	75 51 O	4	4
311	1867	Juni	9	Tadjera, Setif, Algier	36 10 N	5 50 W	106	132
312	1868	bekannt		Colorado, U. S.	39 0 N	106 0 W	32	32
313	1868	gefunden		Goalpara, Assam, Ostindien	26 10 N	90 35 O	142	155
314	1868	Jan.	30	Pultusk, Sielce Nowy, Polen	52 42 N	21 23 O	7097	15614
315	1868	Febr.	29	Motta di Conti, Casale, Piemont	45 8 N	8 28 O	2	2
316	1868	März	20	Daniels Knil, Griqua, Südafrika	28 5 S	24 23 O	19	19
317	1868	Mai	22	Slavetic, Agram, Croatien	45 41 N	15 36 O	669	1331
318	1868	Juni	20—30	Pnompehn, Cambodga, Hinterindien	11 35 N	104 52 O	·	·
319	1868	Juli	11	Ornans, Salins, Doubs, Frankreich	47 6 N	6 9 O	26	26
320	1868	Sept.	7	Sauguis, St. Étienne, Basses Pyrenées Frankr.	43 10 N	1 21 W	7	13
321	1868	Okt.	1	Lodran, Mooltan, Ostindien	29 31 N	71 38 O	31	54
322	1868	Nov.	27	Danville, Alabama, U. S.	34 30 N	87 0 W	20	41
323	1868	Dez.	5	Frankfort, Franklin Co., Alabama, U. S.	31 36 N	85 5 W	32	60
324	1868	»	22	Motecka nugla, Bhurtpur, Ostindien	27 16 N	77 22 O	75	75
325	1869	gefunden		Shingle Springs, Eldorado Co., Californien	38 38 N	120 59 W	60	99
326	1869	»		Staunton I, Augusta Co., Virginia, U. S.	38 8 N	79 4 W	477	500
»		gefunden	1869	» II, » » » » »	»	»	187	187
»		beschrieb.	1871	» III, » » » » »	»	»	129	178
»		»	1887	» V, » » » » »	»	»	453	761
327	1869	gefunden		Echo, Salt Lake City, Utah, U. S.	40 10 N	112 0 W	12	12
328	1869	Jan.	1	Hessle, Upsala, Schweden	59 43 N	17 25 O	123	230
329	1869	»	20	Angra (A. dos Rais), Rio, Brasilien	23 3 S	44 10 W	5	5
330	1869	Mai	5	Krähenberg, Zweibrücken, Bayern	49 20 N	7 28 O	93	93
331	1869	»	22	Kernouvé, Cléguérec, Bretagne, Frankreich	48 7 N	3 4 W	445	841
332	1869	Sept.	19	Tjabé, Pandangan, Java	7 16 S	111 45 O	37	37

333	1869	Okt.	6	**Lumpkin, Stewart Co., Georgia, U. S.**	32° 3 N	84°29 W	11	25
334	1870	gefallen		**Mac Kinney, Collen Co., Texas, U. S.**	33 10 N	96 22 W	40170	46667
335	1870	Jan.	23	**Nedagolla, Parvatipur, Ostindien**	17 41 N	83 19 O	39	39
336	1870	Juni	17	**Ibbenbühren, Westphalen, Preussen**	52 17 N	7 42 O	16	16
337	1870	Aug.	18	**Cabezzo de Mayo, Murcia, Spanien**	37 59 N	1 10 W	17	17
338	1871	beschrieben		Iquiqu, Peru	20 13 S	69 48 W	41	41
339	1871	bekannt		Victoria, Saskatchewan, Britisch-Nordamerika	53 45 N	111 30 W	117	117
340	1871	gefunden		Ranchito, Bacubirito, Sinaloa, Mexico	26 1 N	109 3 W	15	20
341	1871	„		Oczeretna, Lipowitz, Kiew, Russland	49 14 N	29 3 O	4	4
342	1871	Frühjahr		Roda, Huesca, Aragonien, Spanien	42 7 N	0 18 W	11	11
343	1871	Mai	21	Searsmont, Waldo Co., Maine, U. S.	44 23 N	69 25 W	19	30
344	1871	Juli	14	Laborel, Drôme, Frankreich	44 20 N	5 10 O	2	2
345	1871	Dez.	10	Bandong, Goemoroeh, Preanger, Java	6 55 S	107 35 O	112	112
346	1872	gefunden		Nenntmannsdorf, Pirna, Sachsen	50 57 N	13 57 O	58	69
347	1872	Mai	8	Dyalpur, Sultanpur, Oude, Ostindien	26 18 N	82 19 O	14	14
348	1872	Juni	28	Sikkensaare, Tennasilm, Esthland	58 44 N	24 54 O	3059	3684
349	1872	Juli	23	Lancé, Authon, Orléans, Frankreich	47 41 N	1 2 O	46899	46915
350	1872	Aug.	31	Orvinio, Rom, Italien	42 8 N	12 57 O	493	585
351	1873	bekannt		Santa Catarina (S. Franc. do Sul), Min. ger., Bras.	27 0 S	51 0 W	35230	45355
352	1873	gefunden		Chulafinnee, Cleberne Co., Alabama, U. S	31 30 N	87 37 W	11750	11975
353	1873	„		Ssyromolotow, Angara, Sibirien	56 0 N	112 0 O	6	6
354	1873	„		Duel Hill, Madison Co., Nord-Carolina, U. S.	35 40 N	79 0 W	1042	1202
355	1873	gefallen		Aleppo (Haleb), Kleinasien	36 14 N	37 9 O	428	571
356	1873	Juni	—	Ihung, Dhuin Mahamad, Ostindien	31 25 N	72 30 O	25	25
357	1873	Sept.	23	Khairpur, Mooltan, Ostindien	29 56 N	72 12 O	8	8
358	1873	„	26	Santa Barbara, Rio Grande do Sul, Brasilien	30 0 S	53 0 W	2	2
359	1874	gefunden		Butler, Bates Co., Missouri, U. S.	38 20 N	94 22 W	1403	2751
—	1874	„		Mejillones, Atacama, Südamerika	23 5 S	70 30 W	—	—
360	1874	„		Waconda, Mitchell Co., Kansas, U. S.	39 20 N	98 10 O	2319	4531
361	1874	Mai	11	Sevrukof, Belgorod, Kursk, Russland	50 9 N	36 34 O	18	30
362	1874	„	14	Castalia, Nahs Co., Nord-Carolina, U. S.	36 11 N	77 50 W	5235	5520
363	1874	„	20	Wirba, Widdin, Türkei	44 0 N	22 52 O	8	8
364	1874	Nov.	26	Kerilis, Maël Pestiv, Côtes du Nord, Frankreich	48 25 N	3 26 W	25	25
365	1875	gefunden		Varas (Serrania de Varas), Atacama, Chile	24 33 S	69 4 W	14	14
—	1875	„		Yardea Station, Adelaide, Australien	32 30 S	135 0 O	—	—
366	1875	Febr.	12	Homestead, Amana, Sherlok, Jowa, U. S.	41 53 N	91 40 W	2847	5003
367	1875	März	4	Sitathali, Raepur, Ostindien	25 27 N	74 5 O	16	16
368	1875	„	31	Zsadany, Temeser Banat, Ungarn	45 55 N	21 14 O	23	45
—	1875	April	24	Nageria, Fathabad, Ostindien	27 9 N	78 25 O	—	—

Laufende Nummer	Jahr	Monat	Tag	Fallort	Geographische Breite	Geographische Länge	Hauptexemplar	Gesamtgewicht
—	1875	Aug.	16	Feid Chair, La Calle, Algier	36°52 N	8°23 O	—	—
369	1875	Sept.	—	Mornans, Bordeaux, Frankreich	44 36 N	5 8 O	17	17
370	1876	gefunden		Werchne Dnieprowsk, Ekaterinoslaw, Russl.	48 40 N	34 20 O	5	8
371	1876	„		Mantos blancos, Cerro hicks, Chile	23 23 S	70 5 W	226	399
372	1876	Febr.	16	Judesegeri, Tumkur, Ostindien	13 20 N	77 6 O	16	16
373	1876	April	20	Rowton, Wellington, England	52 43 N	2 31 W	39	39
374	1876	Juni	19	Vavilovka, Gouvernement Cherson, Russland	46 57 N	32 32 O	11	16
375	1876	„	28	Ställdalen, Nya Kopparberget, Schweden	59 56 N	15 2 O	38	38
376	1876	Dez.	21	Rochester, Fulton Co., Indiana, U. S.	41 8 N	86 12 W	12	12
377	1877	gefunden		Dalton, Whitfield Co., Georgia, U. S.	34 43 N	85 18 W	2478	2924
378	1877	„		Casey Co., Georgia, U. S.	33 0 N	83 0 W	65	65
379	1877	„		Mühlau, zw. M. u. Weiherburg, Innsbruck, Tirol	47 17 N	11 24 O	5	5
380	1877	Jan.	3	Warrenton, Missouri, U. S.	38 50 N	91 10 W	123	147
381	1877	„	23	Cynthiana, Harrison Co., Kentucky, U. S.	38 25 N	84 15 W	102	102
382	1877	Mai	17	Hungen, Hessen	50 28 N	8 54 O	26	26
383	1877	Juni	17	Yodze, Poneviej, Kosno, Russland	55 44 N	24 22 O	1	1
384	1877	Okt.	13	Sarbanovac, Sokobanja, Alexinac, Serbien	43 41 N	21 34 O	2317	2333
385	1877	Nov.	19	Cronstadt, Orange-River Freistaat, Südafrika	27 43 S	27 27 O	16	16
386	1878	gefunden		Bluff, Lagrange, Fayette Co., Texas, U. S.	29 55 N	66 42 W	12180	17074
—	1878	Juni	11	La Charca, Irapuato, Mexico	20 53 N	100 55 W	—	—
387	1878	Juli	15	Tieschitz, Prerau, Mähren	49 19 N	17 9 O	27470	27847
—	1878	Aug.	29	Mern, Praestoe, Dänemark	55 2 N	12 5 O	—	—
388	1878	Sept.	5	Dandapur, Gorruckpur, Ostindien	26 47 N	83 23 O	184	184
389	1878	Nov.	20	Rakowka, Tula, Russland	54 10 N	37 41 O	536	536
390	1878	„	27	Dhulia, Kandeish, Ostindien	20 53 N	74 43 O	6	7
391	1879	gefunden		Lick Creek, Davison Co., Nord-Carolina, U. S.	35 40 N	79 0 W	887	995
—	1879	„		Makariwa, Neuseeland, Australien	46 28 S	168 17 O	—	—
392	1879	Jan.	31	La Bécasse, Dun le Poëlier, Indre, Frankr.	46 50 N	1 30 O	17	17
393	1879	März	—	Itapicuru-Mirim, Maranhão, Brasilien	3 23 S	43 50 W	6	6
394	1879	Mai	10	Estherville, Emmet Co., Jowa, U. S	43 25 N	94 45 W	21033	23477
395	1879	„	17	Gnadenfrei, Preussisch-Schlesien	51 51 N	15 38 O	62	62
„		„	17	Schobergrund, Preussisch-Schlesien	—	—	27	27
396	1879	Juli	1	Nagaya, Entre Rios, Argentina	32 32 S	58 16 W	215	221

397	1879	Sept.	17	Gargantillo, Jalisco, Mexico	20°11 N	104°54 W	12	12
398	1879	Nov.	4	Kalumbi, Saltara, Ostindien	17 57 N	73 58 O	164	164
399	1880	gefunden		Ivanpah, San Bernardino Co., California	34 7 N	117 9 W	68	68
—	1880	»		Colfax, Rutherford Co., Nord-Carolina, U. S.	35 23 N	81 47 W	—	—
400	1880	»		Lexington Co., Süd-Carolina, U. S.	33 58 N	81 7 W	58	58
—	1880	»		White Sulphur Springs, Alleghany Mt., Greenbrier-Co., Virginia, U. S.	37 51 N	80 20 W	—	—
401	1880	»		Bingera, Neu-Südwales, Australien	32 50 S	151 8 W	78	85
402	1880	»		Eagle Station, Carroll Co., Kentucky, U. S.	38 47 N	84 40 W	15915	18840
—	1880	Febr.	18	Toke uchi mura, Yofug., Tamba, Japan	35 20 N	135 20 O	—	—
403	1880	Mai	—	Karand, Veramin, Teheran, Persien	35 14 N	51 56 O	16	16
404	1881	gefunden		Costilla Peak, Costilla Co., Colorado, U. S.	37 30 N	105 20 W	1580	1580
405	1881	»		Piquetberg, Capland, Südafrik	32 53 S	18 46 O	38	38
406	1881	März	14	Pennyman's Siding, Middlesborough, England	54 35 N	1 14 W	.	.
407	1881	Juni	18	Pacula, Jacala, Hidalgo, Mexico	21 7 N	99 9 W	133	266
408	1881	Nov.	19	Grossliebenthal, Odessa, Cherson, Russland	46 21 N	28 14 O	160	169
409	1882	gefunden		Hex River Mounts, Capland, Südafrika	33 20 S	19 35 O	31200	37659
410	1882	»		Linnville Mountain, Burke Co., Nord-Car., U. S.	35 40 N	81 35 W	202	214
411	1882	Febr.	3	(Mócs) Gyulatelke, Koloser Gesp., Siebenb.	46 53 N	23 31 O	486	1723
»		»	»	Visa	46 51 N	23 34 O	58	58
»		»	»	Báré	46 51 N	23 35 O	326	524
»		»	»	Vajda-Kamarás	46 50 N	23 37 O	299	299
»		»	»	Mócs	46 48 N	23 42 O	7560	13110
»		»	»	Marokháza	46 53 N	23 55 O	72	72
»		»	»	Mócs, ohne näheren Fundpunkt	—	—	661	7767
412	1882	März	19	Fucutomi, Hizen, Japan	33 10 N	130 0 O	20	20
413	1882	Aug.	2	Pawlowka, Karai, Balaschew, Russland	51 36 N	42 20 O	89	89
414	1882	»	29	Pirgunje, Dinagepur, Ostindien	25 18 N	89 22 O	9	9
415	1883	gefunden		Walker Township, Grand Rapids, Michig., U. S.	42 20 N	85 37 W	273	587
416	1883	»		Old Fork of Jenny's Creek, Wayne Co., Virg., U. S.	38 20 N	82 22 W	304	587
417	1883	»		Sao Julião, Ponte de Lima, Portugal	41 30 N	8 20 W	17	17
418	1883	»		Calderilla, Chile, Südamerika	27 5 S	70 56 W	18	19
—	1883	—	—	Adalia, Konia, Kleinasien Türkei	36 30 N	31 10 O	—	—
419	1883	Jan.	28	Saint Caprais de Quinsac, Gironde, Frankr.	44 50 N	0 30 W	33	33
420	1883	Febr.	16	Alfianello, Brescia, Italien	45 16 N	10 9 O	212	652
421	1883	Okt.	3	Ngawi, Djogorogo, Java	7 25 S	111 20 O	16	16
422	1884	bekannt		Merceditas, Chañaral, Santiago, Chile, Südam	62 18 S	70 44 W	3700	7122
423	1884	gefunden		Joe Wright. Inependence Co., Arkansas, U. S.	53 49 N	91 37 W	32040	33275
424	1884	»		Glorieta Mountain, S. Fé Co., Neu-Mexico, U. S.	35 39 N	106 2 W	51750	60930

Laufende Nummer	Jahr	Monat	Tag	Fallort	Geographische Breite	Geographische Länge	Hauptexemplar	Gesamtgewicht
425	1884	gefunden		Penkarring Rock, Yundegin, Australien	31°30 S	117°30 O	458	589
426	1884	»		Hammond, St. Croix Co., Wisconsin, U. S.	45 30 N	92 20 W	258	495
427	1884	Febr.	9	Pirthalla, Hissar, Ostindien	29 35 N	79 0 O	30	30
428	1884	März	19	Alastoewa, Djati Pengilon, Java	7 18 S	111 20 O	377	377
430	1884	Mai	20	Midt Vaage, Tysnes, Norwegen	62 2 N	5 30 O	61	93
431	1885	gefunden		Jamestown, Stutsman Co., Dacota, U. S	46 54 N	98 33 W	84	98
432	1885	»		Lucky Hill, Jamaica, Westindien	18 10 N	77 20 W	10	21
433	1885	»		Puquios, Chile, Südamerika	27 6 S	69 47 W	519	1082
—	1885	»		Jacksons-Bay, Neuseeland, Australien	43 55 S	168 36 O	—	—
434	1885	»		Brenham, Kiowa Co., Kansas, U. S.	30 12 N	96 13 W	2645	12452
435	1885	»		Jamyschewa, Pawlodar, Sibiren	50 33 N	80 6 O	48	51
436	1885	April	6	Chandpur, Nordwest-Provinz, Ostindien	27 17 N	79 3 O	89	86
—	1885	Aug.	10	Grazac, Montpelegry, Tarn, Frankreich	43 50 N	2 10 O	—	—
—	1885	»	16	Sabetmahet, Oudh, Ostindien	27 35 N	82 7 O	—	—
437	1885	Nov.	27	Mazapil, Zacatecas, Mexico	24 36 N	101 59 W	3460	3546
438	1886	beschrieben		Thunda, Windorah, Australien	22 0 S	142 0 O	543	1346
—	1886	gefunden		Tonganoxie, Kansas, U. S.	39 12 N	95 26 W	—	—
439	1886	Jan.	27	Nammianthal, Madras, Ostindien	11 17 N	79 12 O	99	99
440	1886	März	27	Cabin Creek, Johnson Co., Arkansas, U. S.	35 24 N	93 17 W	47355	47365
441	1886	Mai	24	Torre, Assisi, Perugia, Italien	43 1 N	12 28 O	121	150
442	1886	»	28	Krähenholz, Barntrup, Lippe	52 0 N	9 8 O	6	6
443	1886	Sept.	22	Nowo Urej, Alatyr, Penza, Russland	54 32 N	43 41 O	48	58
444	1886	Nov.	10	Maémê, Satsuma, Japan	31 40 N	130 30 O	11	11
445	1887	beschrieben		Abert's Eisen	—	—	40	40
446	1887	bekannt		Kokstad, Griqualand Ost, Südafrika	30 34 S	29 24 O	40070	40812
447	1887	»		Waldron Ridge, Tazewell, Tennessee, U. S	36 28 N	83 33 W	3325	3873
448	1887	»		Kendall Co., San Antonio, Texas, U. S.	29 39 N	98 25 W	6950	10480
449	1887	»		San Emigdio Range, San Bern. Co., Calif., U. S.	34 7 N	117 9 W	3	6
450	1887	gefunden		Carlton, Hamilton Co., Texas, U. S.	30 45 N	98 2 W	3353	7406
451	1887	»		Silver Crown, Laramie Co., Wyoming, U. S.	41 10 N	105 20 W	5755	7070
—	1887	»		Floyd Mountain, Pulaski Co., Virginia, U. S.	37 3 N	88 34 W	—	—
452	1887	»		Hollands Store, Cattooga Co., Georgia, U. S.	34 22 N	85 26 W	1298	2157
453	1887	»		Mount Joy, Adams Co., Pennsylvania, U. S.	39 47 N	77 18 W	39	39

—	1887	gefunden		San Pedro Springs, San Antonio, Texas, U. S.	29°30 N	98°25 W.	—	—
—	1887	»		Morristown, Hamblen Co., Tennessee, U. S.	36 0 N	83 0 W	—	—
454	1887	»		Crab Orchard, Powder Mill Creek, Tenn., U. S.	35 56 N	84 47 W	5420	7127
455	1887	»		Pipe Creek, Brandera Co., Texas, U. S.	29 28 N	98 28 W	257	301
456	1887	Jan.	1	Bjelokrynitschie, Volhynien, Russland	50 8 N	26 44 O	70	124
457	1887	»	21	De Cewsville, Ontario, Canada	42 57 N	79 56 W	340	340
458	1887	April	7	Jharaota, Lalitpur, Ostindien	24 27 N	78 39 O	29	29
459	1887	Aug.	30	Ochansk, Taborg, Perm, Russland	57 42 N	55 16 O	2626	4138
460	1887	Sept.	8	Orange River, Südafrika	30 0 S	21 0 O	8	8
—	1887	»	22	Phu Hong, Cochinchina, Ostasien	11 30 N	108 30 O	—	—
461	1888	beschrieben		Minas Geraes, Brasilien	19 0 S	45 0 W	3	3
462	1888	bekannt		Cowra, Neu-Südwales, Australien	33 52 S	148 46 O	31	31
463	1888	»		Bella Roca, Durango, Mexico	24 55 N	105 27 W	8975	12209
—	1888	»		Bechuanaland, Südafrika	25 0 S	24 0 O	—	—
464	1888	»		Doña Inez (Cerro de Doña Inez), Chile, Südam.	—	—	269	324
465	1888	»		Inca (Llano del Inca), Chile, Südamerika	25 15 S	70 35 W	102	192
466	1888	»		Carcote, Wüstencordillere, Chile	—	—	80	80
—	1888	gefunden		Haniel el-Beguel, Ouargla, Algier	32 20 N	4 40 O	—	—
467	1888	»		Welland, Ontario, Canada	43 0 N	79 15 W	914	1217
468	1888	»		Bischtübe, Gouvernement Turgais, Russland	46 58 N	32 0 O	81	109
469	1888	»		Lonaconing, Alleghany Co., Maryland, U. S.	39 37 N	78 43 W	94	133
470	1888	»		Primitiva (La P.), Salitra, Tarapaca, Chile	20 10 S	70 7 W	15	23
—	1889	beschrieben		Gilgoin Station, Neu-Südwales, Australien	—	—	—	—
—	1889	bekannt		Eli Eluat, Neu-Südwales, Australien	31 27 S	152 46 O	—	—
471	1889	gefunden		Independence, Kenton Co., Kentucky, U. S.	38 59 N	84 28 W	2455	3083
—	1889	»		Henry Co., Virginia, U. S.	36 54 N	76 5 W	—	—
—	1889	»		Hassi Jekna, Gourara, Algier	28 57 N	1 31 O	—	—
472	1889	April	3	Lundsgård, Skanör, Schweden	55 25 N	15 52 O	58	58
473	1889	Juni	18	Mighei, Elisawetpol, Transkaukasien, Russland	38 56 N	46 9 O	27	27
474	1890	Dez.	1	Jelica, Cačak, Serbien	43 54 N	20 21 O	632	1507
475	1890	beschrieben		Bridgewater, Burke Co., Nord-Carolina, U. S.	35 41 N	81 45 W	4490	8516
476	1890	»		Summitt, Blount Co., Alabama, U. S.	33 41 N	86 25 W	193	374
477	1990	gefunden		Nagy-Vazsony, Veszprimer Comitat, Ungarn	46 59 N	17 41 O	1216	1353
—	1889	»		Blue Tier, Tasmania, Australien	42 0 S	146 45 O	—	—
478	1890	Febr.	3	Antifona, Collescipoli, Terni, Italien	42 32 N	12 38 O	206	294
479	1890	April	10	Misshof, Curland, Russland	56 39 N	24 21 O	82	101
480	1890	Mai	2	Forest, Winnebago Co., Jowa, U. S.	43 15 N	93 45 W	82	580
—	1890	Juni	4	Kakangarai, Madras, Ostindien	11 37 N	78 10 O	—	—
481	1890	»	25	Farmington, Washington Co., Kansas, U. S.	39 30 N	97 0 W	282	632

Laufende Nummer	Jahr	Monat	Tag	Fallort	Geographische Breite	Geographische Länge	Hauptexemplar	Gesamtgewicht
—	1891	beschrieben		Ternera, Atacama, Chile	° —	° —	—	—
—	1891	»		Travis Co., Texas U. S	30 20 N	97 29 W	—	—
482	1891	gefunden		Jonesboro, Tennessee, U. S.	36 14 N	82 29 W	28	28
483	1891	»		Tajgha, Krasnojarsk, Sibirien, Russland	56 6 N	94 0 O	11	11
484	1891	»		Canon Diablo, Arizona, Neu-Mexico, U. S.	—	—	177000	180502
—	1891	»		Bald Eagle, Pennsylvania, U. S.	39 10 N	78 8 W	—	—
—	1891	März	30	Manzanares, San Luis de la Paz, Mexico	21 20 N	100 17 W	—	—
485	1891	April	7	Indarch, Transkaukasien, Russland	39 38 N	46 44 O	207	207
—	1891	Sept.	28	Guča, Cačak, Serbien	43 45 N	20 4 O	—	—
486	1892	beschrieben		Moonbi, Neu-Südwales, Australien	31 9 S	151 1 O	2	2
487	1892	gefunden		Morradal, Grjotlien, Norwegen	61 50 N	8 10 O	21	21
—	1892	»		Long Island, Phillips Co., Kansas, U. S.	—	—	—	—
488	1892	Mai	24	Cross Roads, Wilson Co., Nord-Carolina, U. S.	35 45 N	76 48 W	26	26
489	1892	Juli	20	Guareña, Estremadura, Spanien	38 44 N	6 8 W	9	9
490	1892	Aug.	29	Bath, Aberdeen, Dacota, U. S.	50 38 N	99 23 W	1845	2802
491	1893	bekannt		False Inca, Chile	—	—	10	10
492	1893	»		Prairie Dog Creek, Decatur Co., Kansas, U. S.	39 30 N	99 0 W	266	301
493	1893	gefunden		Plymouth, Marshall Co., Indiana, U. S.	41 21 N	86 7 W	96	96
—	1893	»		El Capitan Range, Bonito, Neumexico, U. S.	33 20 N	104 52 W	—	—
—	1893	Febr.	13	Princetown, Highland Co., Ohio, U. S.	39 7 N	83 26 W	—	—
—	1893	April	28	Bherai, Junagadh, Bombay, Ostindien	21 29 N	70 22 O	—	—
494	1893	Mai	26	Beaver Creek, British Columbia, Brit.-Amer.	49 0 N	116 0 W	301	584
495	1893	Sept.	22	Zabrodje, Gouvernement Wilno, Russland	55 11 N	27 55 O	5	5
—	1894	bekannt		Oroville, Butte Co., California, U. S.	39 35 N	121 25 W	—	—
—	1894	April	9	Fisher, Polk Co., Minnesota, U. S.	48 26 N	96 35 W	—	—
496	1894	Mai	9	Bori, Badnur, Ostindien	22 22 N	78 19 O	306	345
497	1894	Juli	27	Sawtschenskoje, Cherson, Russland	46 52 N	29 36 O	33	33
—	1894	Dez.	7	Ruschany, Slonim, Gouvern. Grodno, Russland	52 53 N	24 53 O	—	—
—	1895	bekannt		Forsyth Co., Georgia, U. S.	34 12 N	84 9 W	—	—
—	1895	»		Beaufort, Capland, Südafrika	32 17 S	22 47 O	—	—
498	1895	April	26	Bishunpur, Mirzapur, Nordw.-Prov., Ostindien	24 50 N	82 55 O	80	80
—	1895	Mai	9	Nagy-Borove, Liptoer Com., Ungarn	49 2 N	19 30 O	—	—
—	1896	Febr.	10	Madrid, Spanien	40 25 N	3 43 W	—	—

Fixsterne.

Photographische Messungen am Sternenhimmel sind von G. M. Minchin auf dem Observatorium Wilson's angestellt worden [1]). Es wurde dabei die von dem beobachteten Sterne erregte elektromotorische Kraft mit derjenigen verglichen, welche eine Kerze in zehn Fuss Entfernung erzeugt. Nimmt man diese zur Einheit, so ergeben sich folgende Lichtintensitäten:

Jupiter	3.272
α Orionis	0.645
ξ »	0.170
ε »	0.175
α Tauri	0.279
η Ursae Maj.	0.271
α Canis Min.	0.261
α Cygni	0.262
α Ursae Min.	0.166
β » »	0.130

Diese Zahlen bezeichnen nach Minchin das Verhältnis der elektromotorischen Kraft, welche vom Licht des betreffenden Sternes in dem angewandten Fernrohre induciert ist, zu derjenigen elektromotorischen Kraft, die von dem direkt auffallenden Licht der in zehn Fuss Abstand befindlichen Kerze hervorgerufen wird. Um die Lichtintensität der untersuchten Sterne in Kerzenstärken zu ermitteln, entwickelt Minchin eine einfache Formel, in welcher die Fläche des Fernrohrobjektivs, diejenige der Selenplatte, sowie die Distanzen des Sternes und der Kerze vorkommen. Hiernach findet er für α Canis Minoris mittelst Annahme einer Parallaxe von 0.266″ eine absolute Lichtstärke von 516×10^{24} = 516 Quadrillionen Normalkerzen. Merkwürdig ist der grosse Wert für α Orionis, dessen elektromotorische Kraft so erheblich ist, trotzdem seine Parallaxe unmessbar klein erscheint.

Fixsternparallaxen. Eine Zusammenstellung aller bis jetzt bestimmten Fixsternparallaxen hat Thomas Lewis gegeben [2]), und wo sich für einen Stern mehrere Bestimmungen fanden, diese zu einem Mittelwert vereinigt.

Die nachstehende Tabelle enthält das Lewis'sche Verzeichnis. Die erste Kolumne giebt den Namen, die zweite Rektaszension, die dritte Deklination, die vierte die Helligkeit (Mag.) in Sterngrössen, die fünfte die Eigenbewegung (P. M.), die sechste die mittlere Parallaxe und die letzte Kolumne die aus Eigenbewegung und Parallaxe berechnete scheinbare Geschwindigkeit in englischen Meilen pro Sekunde für jeden einzelnen Stern an.

---

[1]) Proceedings of the Royal Society. 1896. **49.** Nr. 355, p. 231.
[2]) Monthly Notices. LV p. 218.

Name des Sterns	R. A.	Dekl.	Magn.	P. M.	Parallaxe	Geschwindigkeit
	h m	0		"	"	
α Andromedae	0 3	+ 20.5	2.1	0.17	0.059	8 3
β Cassiopeiae	0 4	+ 58.6	2.3	0.55	.154	10 5
Groombridge 34	0 12	+ 43.4	7.9	2.80	.292	28.1
ζ Toucanae	0 15	— 65.5	4.1	2.05	.057	105.5
α Cassiopeiae	0 34	+ 56.0	2.1	0.05	.036	4.1
η »	0 43	+ 57.2	3.4	1.20	.285	12.0
γ »	0 50	+ 60.1	2.2	0.02	.050	1.2
μ »	1 1	+ 54.4	5.2	3.75	.180	60 9
β Andromedae	1 4	+ 35.1	2.2	0.19	.074	7 5
ϑ Cassiopaiae	1 5	+ 54.6	4.4	0.31	.232	3.9
Polaris	1 20	+ 88 7	2.1	0 05	.082	1.8
α Arietis	2 1	+ 23 0	2.1	0.23	.080	8.4
β Persei	3 1	+ 40.5	{2.3 / 3.5}	0 02	.059	0.9
ε Eridani	3 16	— 43.5	4.4	3.03	.14	63.4
α Persei	3 17	+ 49.5	1.9	0.05	.087	1.7
Piazzi III. 242	4 0	+ 37.8	7.4	0.25	.016	45.7
o^2 Eridani	4 10	— 7.8	4.5	4.05	.195	60.9
Aldebaran	4 30	+ 16 3	1.1	0.19	.101	5.5
Capella	5 9	+ 45.9	0.1	0.44	.181	7.1
Rigel	5 10	— 8.3	—0.1	0.02	.090	0 6
β Tauri	5 20	+ 28.5	1.8	0.18	.063	8.5
α Orionis	5 49	+ 7.4	0.0	0·02	.022	2.7
South 503	5 50	+ 13.9	7.0	0.65	.001	1904.5
β Aurigae	5 51	+ 44 9	1.9	0.07	.062	3.3
α Argus	6 22	— 52 6	0.4	0 09	.03	0.0
χ^5 Aurigae	6 34	+ 28.4	5.6	0.15	.116	3.0
Sirius	6 40	— 16 6	—1.9	1.31	.336	11.4
Cephei 51	6 51	+ 87.2	5.4	0.06	.027	6.5
Castor	7 28	+ 32.1	1.5	0.21	.198	3 1
Procyon	7 34	+ 5.5	—0.5	1.25	.322	14.3
Pollux	7 39	+ 28.3	1.5	0.63	.057	32.5
ι Ursae Maj	8 52	+ 48.2	3.2	0.50	.130	11 3
10 » »	8 53	+ 42.2	4.2	0 50	.020	7.3
Σ 1321	9 6	+ 53.2	7.4	1.69	.074	66.9
ϑ Ursae Maj.	9 25	+ 52.2	3.1	1.11	.052	62 7
B.B. VII. 85	9 37	+ 43.2	8.1	0.79	.064	35.4
20 Leo Min.	9 55	+ 32.5	6.0	0.69	.062	32 5
Regulus	10 3	+ 12.5	1 2	0·26	.089	8.6
Groombridge 1618	10 5	+ 50.0	6.7	1.43	.275	15 1
B. B. VII. 94	10 22	+ 49.3	6.3	0.89	.101	25.6
B. B. VII. 95	10 27	+ 49.7	7.4	0.27	.038	20.6
β Ursae Maj.	10 27	+ 55.9	2.2	0.08	.087	2.9
α » »	10 27	+ 62.3	1.9	0.14	.047	8.8
Lalande, 1185	10 58	+ 3.67	6.8	4.75	.465	29.9
Lalande 21 258	11 0	+ 44.1	8.5	4 40	.230	55.9
Σ 1516	11 8	+ 74.0	7.0	0.42	.194	6.4
O. A. 11 677	11 15	+ 66 5	9.0	3.04	·203	44 0
B. B. VII. 110	11 33	+ 45.7	6.7	0 64	.030	62.4
B. B. VII. 111	11 40	+ 48 3	8.0	0.67	.016	122 8
β Leonis	11 43	+ 15 2	2.1	0.52	.029	52.7
Groombridge 1830	11 47	+ 38.5	6.5	7 05	·227	91.1
γ Ursae Maj.	11 48	+ 54 3	2.3	0.09	.100	2.6

Name des Sterns	R. A.	Dekl.	Magn.	P. M.	Parallaxe	Geschwindigkeit
	h m	0		"	"	
B. B. VII. 119 . . .	12 4	+40.8	7.3	0.33	.056	17.3
ε Ursae Maj. . . .	12 49	+56.5	1.8	0.10	.081	3.5
β Centauri	13 56	—59.9	1.2	0.09	.322	0.8
Arcturus	14 10	+19.7	0.3	2.28	.102	65.6
α[1] Centauri	14 32	—60.4	0.7	3.67	.815	13.2
α[2] Centauri	14 32	—60.4	0.7	3 67	.815	13.2
β Ursae Min. . . .	14 51	+74 6	2.3	.03	.064	1.2
η Herculis	16 39	+39.1	3.6	.08	.40	0.6
α »	17 10	+14.5	3.0	.04	.050	2.3
δ »	17 11	+25.0	3.0	0.16	0.061	7.6
π »	17 11	+36 9	3.6	.04	.11	1.0
ν[1] Draconis	17 30	+55.3	4 8	.16	.32	1.5
ν[2] »	17 30	+55.3	4.8	.16	.28	1.7
O. A. 17 415—6 . .	17 34	+68.5	9.0	1.27	.183	20 5
γ Draconis	17 54	+51.5	2.4	0.04	.064	1.8
70 Ophiuchi	18 0	+ 2.5	4.4	1.13	.218	15.2
α Lyrae	18 33	+38.7	—0.1	0.36	.092	11.4
δ Ursae Min . . .	18 6	+86.6	4 5	.04	.118	0.9
Σ2398	18 42	+59.5	8.2	.24	.356	19.6
6 B Cygni	19 9	+49 6	6.6	.64	.303	6.1
δ Draconis	19 33	+69.4	4 8	1.84	.246	21.9
α Aquilae	19 46	+ 8.6	1.0	0.65	.207	9.1
γ Cygni	20 18	+39.7	2.3	02	.102	0.6
61[1] Cygni	21 2	+38.2	5 0	5.16	.394	38.4
61[2] »	21 2	+38.2	5.0	5.16	.445	33.9
α Cephei	21 8	+29.8	2.6	0.16	.061	7.9
δ Equulei	21 9	+ 9.6	4.0	0.30	.017	52.0
ε Pegasi	21 39	+ 9.4	2 4	0.10	.081	3.5
ε Indi	21 55	—57.2	5 2	4 60	.200	67.4
α Pegasi	22 59	+14 6	2.3	0.06	.082	2.2
Lacaille 9352 . . .	22 59	—36.5	7.5	6.96	.285	71.5
Bradley 3077 . . .	23 8	+56 4	5.5	2.09	.176	36.0
85 Pegasi	23 57	+26.5	5 8	1.29	.058	65.0

H. Lewis hat nun diese Sterne nach ihrer Rektaszension in sechs Gruppen geteilt und für jede derselben die durchschnittliche Geschwindigkeit berechnet. Auf diese Weise erhielt er folgendes Ergebnis

Gruppe	Zahl der Sterne	mittlere Geschwindigk.
9^h — 13^h	18	36.5 Meilen
13 — 17	10	15.8 »
17 — 21	15	8.1 »
21 — 1	21	33.9 »
1 — 5	6	20.0 »
5 — 9	15	8.0 »

Hieraus ergiebt sich, dass in zwei einander gegenüberstehenden Gegenden des Himmels, deren Rektaszension im Mittel 11^h und 23^h beträgt, die grössten Geschwindigkeiten angetroffen werden, während die kleinsten Geschwindigkeiten im Mittel auf die Rektaszensionen $18^1/_4$ und $6^3/_4{}^h$ fallen.

Nunmehr wurden die Sterne nach ihrer scheinbaren Helligkeit geordnet, wobei jedoch α^1 und α^2 Centauri und ebenso South Nr. 503 als exceptionell ausgeschlossen blieben. Es fand sich dann, dass bei den Sternen 1. bis 2.7 Grösse die Parallaxen, wenn man von einigen der hellsten Sterne absieht, ziemlich gleich gross bleiben, dass sie dagegen bei den Sternen 2.7 bis 8.4 Grösse doppelt so gross sind und in diesen Grössenklassen ziemlich unverändert bleiben. Bis zu den Sternen 3. Grösse, diese eingeschlossen, ist die mittlere scheinbare Geschwindigkeit stets gering und beträgt etwa neun Meilen in der Sekunde, bei den Sternen 4. bis 8.4 Grösse nimmt sie dagegen plötzlich erheblich zu, im Mittel bis zu 38 Meilen in der Sekunde. Daraus folgt, dass es unter den uns nächsten Fixsternen nur einige wenige (etwa acht) giebt, die aussergewöhnlich hell sind, dass dazwischen aber in nahe den nämlichen Entfernungen eine Anzahl von kleinen, d. h. schwach leuchtenden, Sternen verteilt ist (etwa 40, soweit unsere gegenwärtigen Kenntnisse reichen). Die Sterne 1. bis 3. Grösse bilden im allgemeinen eine Klasse für sich, ausserhalb des oben betrachteten Raumes, und haben geringe Geschwindigkeiten, während die uns nähern kleinen Sterne grosse Geschwindigkeiten senkrecht zur Gesichtslinie besitzen. Man darf aber nicht umgekehrt schliessen, dass es eine Eigentümlichkeit der lichtschwächern Sterne sei, grosse Geschwindigkeit zu besitzen, sondern nur, dass lichtschwächere Sterne mit grosser Geschwindigkeit wahrscheinlich messbare Parallaxen zeigen, d. h. geeignete Objekte zur Untersuchung auf Parallaxe darbieten.

Die Eigenbewegung von 61 Cygni, nämlich der hellern Komponente dieses Doppelsternes, ist von A. Belopolsky am 30-zolligen Refraktor zu Pulkowa photographisch untersucht worden[1]). Aus zwei Aufnahmen am 3. und 6. September 1894 ergab sich als Geschwindigkeit relativ zur Sonne: —7.3 geogr. Meilen und hieraus als absolute Geschwindigkeit im Visionsradius —5.8 geogr. Meilen. Wird die Parallaxe des Sternes zu 0.5″ und seine Eigenbewegung zu 5.2″ angenommen, so ergiebt sich als Geschwindigkeit senkrecht zum Visionsradius 6.5 geogr. Meilen pro Sekunde oder frei von der Bewegung des Sonnensystems 4.9 geogr. Meilen.

Neue veränderliche Sterne. Die fortgesetzte Untersuchung des photographischen Materials der Sternspektren auf der Sternwarte des Harvard-College durch Mrs. Fleming hat die Entdeckung von von 14 neuen veränderlichen Sternen zur Folge gehabt[2]). Mit Ausnahme eines einzigen sind diese Spektren vom 3. Typus mit hellen Wasserstofflinien, und diese Eigentümlichkeit führte zur Erkennung der Veränderlichkeit. Letztere wurde an einer grossen Anzahl von

[1]) Astron. Nachr. Nr. 3338.
[2]) Harvard College Observatory Circular, Nr. 6.

photographischen Aufnahmen konstatiert. Die nachstehende Tabelle giebt die Sternbilder, in denen die Veränderlichen stehen, den Ort der letztern für 1900, die Zahl der untersuchten Platten, die Periodendauer und die Zeit des nächsten Maximums an.

Konstellation	Bezeichnung	R. A. 1900	Dekl. 1900	Zahl der Platten	Grösse Max.	Grösse Min.	Epoche	Periode Tage	Max.
		h m							1896
Sculptor . . .	— 39° 16	0 3.6	— 39° 47′	43	8 0	< 12.1	165	295	25. Mai
Columba . . .	A.G.C. 6135	5 15.6	— 33 48	24	7.6	11.3	134	225	22. Juni
Canis Minor .	. . . .	7 1.5	+ 9 1	40	10.3	< 13 7	174	364	11. Sept.
Virgo.	+ 5° 2708	12 57 6	+ 5 43	51	8.8	9.7	. .	. .	. . . . .
Apus	. . . .	14 59.3	— 71 40	58	9.0	< 11.4	. .	. .	. . . . .
Sagittarius .	— 33° 13234	18 21.4	— 33 23	48	8 2	12.3	267	316	2. Juli
Sagittarius .	— 19° 5347	19 8.1	— 19 2	47	9.7	11.1	. .	. .	. . . . .
Sagittarius .	. . . .	19 8 7	— 18 59	48	9.9	< 13.3	. .	. .	. . . . .
Pavo	. . . .	19 39 5	— 72 1	66	7.6	12.1	156	243	29. Aug.
Microscopium	A.G.C. 28038	20 21.8	— 28 35	49	7.4	8 4	. .	. .	. . . . .
Pavo	. . . .	20 47 2	— 63 5	43	9 6	< 12.3	. .	. .	. . . . .
Grus	— 38° 15044	22 19 9	— 38 4	57	8 6	11.0	. .	. .	. . . . .
Grus	. . . .	22 19 9	— 18 57	48	7.2	12.3	90	400	10. Mai
Aquarius . . .	— 16° 6379	23 47.1	— 16 25	42	8.2	9 3	. .	. .	. . . . .

Zehn neu aufgefundene veränderliche Sterne werden von der Harvard-Sternwarte angezeigt [1]). Es sind die folgenden:

Konstellation	Bezeichnung	R. A. 1900	Dekl. 1900	Grösse Max.	Grösse Min.
		h m			
1. Horologium	. . . .	2 22.4	— 60° 0′	9 7	< 12.7
2 Canis Minor	+ 5° 1797	7 43.4	+ 5 40	10.3	11.3
3. Pyxis	— 24° 7693	9 0.7	— 24 41	8.9	11.1
4. Hydra	— 22° 7652	9 46 4	— 22 32	8.2	10.1
5. Centaurus	. . . .	11 16 1	— 61 20	9 2	< 12 9
6. Libra	— 19° 4047	15 6.5	— 19 25	. . .	. . .
7. Scorpius	— 35° 11829	17 35.7	— 35 12	10.7	11.6
8. Cor. Austr	— 37° 12782	18 34.3	— 37 56	8.9	< 11.8
9. Sagittarius.	— 33° 14076	19 10.0	— 33 42	6 1	< 11.3
10. Sculptor	— 30° 19448	23 3.7	— 30 41	8.0	8.9

Nr. 1 hat eine Periode von etwas über 300 Tagen. Nr. 4 wurde von Espin und Thome als der Veränderlichkeit verdächtig erklärt und diese auf der Harvard-Sternwarte bestätigt. Sein Spektrum entspricht dem 4. Typus Dunér's. Nr. 6 ist der Stern ι Librae, er wurde zu verschiedenen Zeiten 5 bis 4.4 Grösse gefunden und von Wendell bestimmt als veränderlich erkannt. Nr. 8 hat eine Periode von etwa 136 Tagen. Nr. 9 ist ein sehr bemerkenswertes Objekt. Seine Veränderlichkeit vermutete zuerst E. E. Markwick auf Gibraltar

[1]) Harvard College Observatory Circular Nr. 7.

Das Spektrum zeigt helle Linien, welche Zeichen von Veränderlichkeit gaben. Nr. 10: die Veränderlichkeit ist gering und unregelmässig. Die Spektren von Nr. 1, 5, 8 und vielleicht 10 gehören dem 3. Typus an, wie Nr. 2 und 7 zum 4. Typus.

Neuer veränderlicher Stern vom Algoltypus. Der Stern + 17° 4367 der Bonner Durchmusterung, dessen Ort am Himmel für 1900 ist: R. A. $20^h\ 33.1^m$ Dekl. + 17° 56′, und welcher als 9.1 Grösse angegeben wird, wurde als Veränderlicher der Algolklasse erkannt. Am 18. Juli 1895 fand Miss Luisa D. Wells, dass auf einer am 26. Dezember 1891 mit dem 8zolligen Draper Teleskop zu Cambridge erhaltenen Photographie von 16 Minuten Expositionsdauer keine Spur dieses Sternes sichtbar ist. Dagegen erscheint derselbe in normaler Helligkeit auf 71 andern Platten, welche in der Zeit zwischen dem 30. Juli 1890 und 5. Oktober 1895 aufgenommen wurden. Am 12. Dezember 1895 $10^h\ 42^m$ mittlerer Greenwicher Zeit fand Prof. Arthur Searle, der den Stern mehrere Nächte hindurch überwachte, denselben mehr als eine Grössenklasse schwächer wie gewöhnlich, und während der nächsten halben Stunde nahm er noch um etwa $^1/_2$ Grössenklasse ab. Mittlerweile bestätigte eine aufgenommene Photographie die Lichtabnahme. Die Helligkeitsänderung scheint rasch zu sein und mehr als zwei Grössenklassen zu betragen. Der nächste helle Stern in der Nachbarschaft ist 7. Grösse, folgt ihm 14^s in Rektaszension und steht 1′ südlicher. Es ist dies der Stern + 17° 4370 der Bonner Durchmusterung. Diesen Stern hat früher Espin für veränderlich erklärt und ebenso 1890 Mrs. Fleming [1]).

Bemerkungen über einige veränderliche Sterne des Algoltypus macht Prof. Pickering [2]). Mit dem Meridian-Photometer wurde auf der Harvard-Sternwarte eine grosse Anzahl von Beobachtungen an Sternen dieses Typus angestellt, um die genaue Gestalt ihrer Lichtkurve zu ermitteln. Zu diesen Sternen zählt auch S Antliae, dessen Periode nur $7^h\ 46.8^m$ beträgt, während der bisherigen Annahme gemäss der Stern in vollem Lichte nur während der Hälfte dieser Zeit glänzt. Dieser letztere Umstand ist schwer mit der Vorstellung zu vereinigen, dass der Helligkeitswechsel infolge des Vorüberganges eines dunklen Körpers vor der Sternscheibe entsteht. Auf der Harvard-Sternwarte wurden 177 Helligkeitsmessungen von S Antliae erhalten, durch welche die Lichtkurve dieses Sternes genau ermittelt ist. Hieraus ergiebt sich, dass derselbe nicht zum Algoltypus gehört, sondern seine Helligkeit kontinuierlich ändert, ähnlich wie die Veränderlichen von kurzer Periode δ Cephei und η Aquilae. Ein interessanter Umstand ist, dass die Zeit des

---

1) Harvard College Observatory Circular Nr. 3 (1895).
2) Harvard College Observatory Circular Nr. 7.

zunehmenden Lichtes 0.62 der ganzen Periode beträgt, die Zunahme also langsamer als die Lichtabnahme erfolgt, während bei allen andern Veränderlichen durchgängig das Umgekehrte der Fall ist. Auch der Veränderliche U Pegasi hat eine länger dauernde Lichtzunahme als Lichtabnahme. Der Stern β Lyrae wird gewöhnlich zu den Veränderlichen von kurzer Periode, wie δ Cephei, gerechnet. Die Untersuchungen seines Spektrums haben indessen ergeben, dass bei diesem Sterne zwei oder mehrere Trabanten anzunehmen sind, welche durch ihre Vorübergänge vor der Scheibe des Hauptsternes die Lichtveränderung hervorrufen. Die von Argelander zuerst genau festgestellte Lichtkurve kann sehr genau dargestellt werden unter der Annahme, dass das Hauptminimum infolge der Verdeckung des hellern Sternes durch den schwächern verursacht wird, das zweite Minimum dagegen durch den Vortritt des hellen Sternes vor den schwächern. Demnach gehört β Lyrae in die Klasse der Algolsterne.

Veränderliche Sternhaufen. Professor Solon J. Bailey, der Leiter des von der Harvard-Sternwarte unterhaltenen Observatoriums bei Arequipa, hat durch eine Untersuchung der von ihm dort aufgenommenen Photographien von kugelförmigen Sternhaufen gefunden, dass mehrere derselben eine ausserordentlich grosse Anzahl veränderlicher Sterne enthalten. Dies gilt indessen durchaus nicht etwa für alle Sternhaufen, da eine Anzahl derselben, die von Prof. Bailey untersucht wurde, durchaus keine veränderlichen Sterne umschliesst. Die in Rede stehenden photographischen Aufnahmen waren sämtlich mittels des 13zölligen Boyden-Teleskops erhalten worden. In dem Sternhaufen Messier Nr. 3 in den Jagdhunden (Neuer General-Katalog der Nebelflecken Nr. 5272) wurden nach einer Prüfung von 15 photographischen Platten nicht weniger als 87 veränderliche Sterne entdeckt. Die Veränderlichkeit ist in jedem einzelnen Falle sicher und wurde durch eine unabhängige Untersuchung von Mrs. Fleming und Prof. Edward C. Pickering bestätigt. In einzelnen Fällen erreicht der Lichtwechsel zwei Grössenklassen, in andern nur 0.5 auf den untersuchten Platten. In dem Sternhaufen Messier Nr. 5 (N. G.-K. 5984) wurden durch den Vergleich von fünf Platten 46 Veränderliche entdeckt und bei 14 andern Sternen Veränderlichkeit vermutet. Der Sternhaufen wird gewöhnlich als 5 M. Librae bezeichnet, er liegt aber in der Schlange sehr nahe bei dem Sterne 5 Serpentis. Weiter wurden zwei Veränderliche nachgewiesen auf sechs Platten, die von dem Sternhaufen N. G.-K. 7089 erhalten wurden, drei Veränderliche in dem Haufen N. G.-K. 7099, fünf Veränderliche in dem Haufen N. G.-K. 362 und vier in dem Haufen N. G.-K. 6656. Anderseits ergab eine genaue Untersuchung, dass in den Sternhaufen N. G.-K. 6218, 6397, 6626, 6705 und 6752 nicht ein einziger Veränderlicher anzutreffen ist, indem die Sterne auf sämtlichen Platten die gleiche Helligkeit zeigen. In den oben genannten Sternhaufen finden sich die veränderlichen

Sterne sämtlich in grösserem Abstande als 1′ vom Centrum der Haufen, weil in geringern Distanzen die einzelnen Komponenten zu nahe bei einander stehen, um sicher unterschieden zu werden, anderseits finden sich auch keine Veränderlichen mehr in grösserem Abstande als 10′ vom Centrum eines Sternhaufens. In dem Haufen N. G.-K. 5904 umfasst ein Kreis von 110″ Durchmesser 16 Sterne, unter denen sechs Veränderliche sind, also 40%. Der ganze Haufen enthält 750 Sterne, darunter 46 Veränderliche, d. h. 6%. Von den dem blossen Auge sichtbaren Sternen ist noch nicht 1% veränderlich.

Im Jahre 1890 entdeckte Packer, dass in dem Sternhaufen N. G.-K. 5904 zwei veränderliche Sterne stehen. Einer derselben wurde unabhängig auch von Bailey aufgefunden. Auch Common hielt einige Sterne in diesem Haufen für veränderlich. Mehrere der neu entdeckten Veränderlichen haben Perioden von nur wenigen Stunden. Hierher gehört der Stern 12 in dem Haufen N. G.-K. 5904, welcher dem Centrum dieses Haufens 3′ voraufgeht. Es wurden fünf Photographien dieses Haufens am 1. Juli 1895 in Intervallen von je 1^h aufgenommen, und auf diesen hat der genannte Stern folgende Grössen: 14.3, 13.5, 13.8, 13.9 und 14.3. Andere vier Platten vom 9. August 1895 ergaben die Grössen des Sternes zu 14.2, 14.6, 14.8 und 15.0. Es ist unmöglich, die Lage dieser Veränderlichen durch Rektaszension und Deklination anzugeben, man muss sie mit Hilfe von speziellen Karten jener Sternhaufen aufsuchen, und solche Karten werden von der Harvard-Sternwarte vorbereitet [1]).

Veränderungen im Spektrum der Nova Aurigae. M. M. Campbell macht darauf aufmerksam, dass die Intensitäten der beiden hellsten Linien im Spektrum jenes Sternes thatsächlich abgenommen haben [2]). Es sind die Linien mit den Wellenlängen λ 4360 und λ 5750. Die erstere Linie war im August 1892 leicht zu sehen, während sie im November 1894 nur mit Schwierigkeit wahrnehmbar war, und die Linie λ 5750 jetzt wahrscheinlich zu fein zum Messen ist. Es ist bemerkenswert, dass diese Linien die einzigen im Spektrum des Sternes sind, die abgenommen haben. Die ersten Messungen des Spektrums im August 1892 zeigten unwiderleglich dieses als Spektrum eines Nebels. Die beiden Linien λ 4360 und λ 5750 kannte man indessen damals in den Nebelspektren noch nicht, doch zeigten spektralphotographische Aufnahmen von fünf wohlbekannten Nebeln später auch hier diese Linien, und sorgfältige Okularbeobachtungen zeigten die Linie λ 5750 im Spektrum von drei Nebeln. Diese Linien waren indessen hell im Spektrum der Nova Aurigae, schwach dagegen in den Nebelspektren; nunmehr sind sie auch im Spektrum der Nova schwach geworden. Die

---

1) Harvard College Observatory Circular Nr. 2.
2) Astrophysical Journal. 1. p. 49.

Spektra wohlbekannter Nebel haben übrigens auch ihre Anomalien, die Linien λ 4472 und λ 4687 sind z. B. in verschiedenen Nebelspektren verschieden in Intensität, ja sie fehlen in einigen gänzlich. Das Spektrum der Nova Aurigae ist nicht nur ein Nebelfleckspektrum, sondern es nähert sich auch dem Aussehen des durchschnittlichen Nebelfleckspektrums. Campbell macht schliesslich darauf aufmerksam, dass die Spektra der Nova Aurigae und der Nova Normae bei der Entdeckung wesentlich identisch waren und aus hellen und dunklen Linien bestanden, die ähnlich verschoben erschienen. Beide nahmen an Helligkeit, ab und gleichzeitig gewannen sie das Aussehen des typischen Nebelspektrums. Der neue Stern von 1876 im Schwan zeigte ein ähnliches Verhalten, so dass von fünf neuen Sternen seit Erfindung der Spektralanalyse drei eine übereinstimmende spektroskopische Geschichte besitzen. Dies ist eine bemerkenswerte Thatsache, deren volle Bedeutung noch nicht zugegeben ist.

Über das Spektrum von Mira Ceti. Der Direktor des astrophysikalischen Observatoriums zu Potsdam, Prof. H. C. Vogel, hat der Preussischen Akademie der Wissenschaften eine Abhandlung über das Spektrum von Mira Ceti vorgelegt [1]), in der er ausführt:

»Prof. Wilsing hat am 8., 10., 13., 20., 21., 22. und 29. Februar d. J. bei einer Expositionsdauer von 10 bis 32 Minuten elf Spektrogramme von Mira Ceti mit Benutzung des photographischen Refraktors des Potsdamer Observatoriums erhalten, die sehr detailreich sind, und auf denen die Linien des Wasserstoffspektrums, die in diesem Sternspektrum merkwürdigerweise hell erscheinen, ausserordentlich deutlich hervortreten. Da mir keine Untersuchungen über das Spektrum von Mira Ceti bekannt sind, welche Anspruch auf grössere Genauigkeit machen könnten, glaube ich, dass die hier mitgeteilten Messungen, die ich gemeinsam mit Prof. Wilsing ausgeführt habe, nicht ohne Interesse sein werden.

Die hellen Wasserstofflinien erscheinen auf allen Platten sehr breit und kräftig; es ist aber im höchsten Grade auffallend, dass die Wasserstofflinie *Hε* nicht hell erscheint, sondern an ihrer Stelle die bekannte starke Absorptionslinie des Sonnenspektrums *H* (Ca) anzutreffen ist. Die Annahme, dass an dieser Stelle im Emissionsspektrum des Wasserstoffes auf dem Sterne Mira Ceti kein Maximum des Absorptionsvermögens gelegen wäre, ist natürlich gänzlich ausgeschlossen, solange man an dem Grundpfeiler der Spektralanalyse, dem Kirchhoff'schen Satze, festhält, nach der Balmer'schen Formel für das Gesetz der Wellenlängen der Linien des Wasserstoffspektrums auch kein Zweifel obwalten kann, dass die Linie von der Wellenlänge 397.02 $\mu\mu$ eine Wasserstofflinie ist. Man ist daher zunächst gezwungen, der zuerst von Miss Clerke gegebenen Erklärung bei-

---

[1]) Sitzber. d. K. Pr. Akad. 1896. 17. p. 795.

zutreten, dass diese Linie durch die breite Calciumlinie (λ 396.86 $\mu\mu$) absorbiert werde. Dazu ist aber die Annahme erforderlich, dass über der Schicht, welche die hellen Wasserstofflinien giebt, eine kühlere Schicht von Calciumdampf gelegen sei. Eine derartige Konstitution der Atmosphäre des Sternes ist aber wegen des höhern Atomgewichtes des Calciumdampfes nur als temporäre denkbar, und es wäre daher von grösstem Interesse, mit Sicherheit nachweisen zu können, dass die hellen Linien nur zur Zeit des Helligkeitsmaximums auftreten. Dazu sind jedoch grössere Mittel erforderlich, als sie gegenwärtig dem Observatorium zu Gebote stehen.

Zu den nachstehenden Beobachtungen ist zu bemerken, dass ausser den Wasserstofflinien keine andern hellen Linien im Spektrum von Mira Ceti auftreten. Es machen zwar einige Stellen den Eindruck von hellen Linien (ganz besonders bei λ 389.4 $\mu\mu$, λ 390.6 $\mu\mu$ und λ 435.0 $\mu\mu$), es sind dieselben aber ohne Zweifel nichts anderes als linienarme Gegenden des Spektrums, die nur deutlicher als im Sonnenspektrum, wo sie auch vorhanden sind, hervortreten. Eine Vergleichung des Spektrums von Mira Ceti mit dem Sonnenspektrum ergiebt, mit Ausnahme der hellen Wasserstofflinien, von $H\gamma$ ab nach dem Violett zu eine nahezu vollkommene Übereinstimmung, dagegen zeigen sich Abweichungen von $H\gamma$ nach dem roten Ende des Spektrums hin, und es treten die für die Spektra der Klasse IIIa so charakteristischen, einseitig nach Rot verwaschenen Bänder auf (Mira Ceti zeigt bekanntlich ein typisches Spektrum der Klasse IIIa). Diese Wahrnehmung ist im Einklang mit den Scheiner'schen Untersuchungen über die Spektra der Spektralklassen IIa und IIIa, welche im brechbarern Teile des Spektrums von $H\gamma$ an nur wenig von einander abweichen und sich hauptsächlich nur dadurch unterscheiden, dass die Absorptionslinien in den Spektren der Klasse IIIa im allgemeinen breiter und kräftiger erscheinen, als in den Spektren der Klasse IIa.

Über die hellen Wasserstofflinien sei noch bemerkt, dass sich eine geringe Verschiebung derselben nach Rot vermuten liess. Einigermassen genaue Angaben über die Grösse dieser Verschiebung, sowie auch über die Bewegung des Sternes im Visionsradius sind bei der Kleinheit der Spektrogramme unmöglich. Es ist ferner keine Andeutung einer Verdoppelung der Wasserstofflinien (hell und dunkel), wie in dem Spektrum der Nova Aurigae oder in dem von β Lyrae, gegeben, nur befindet sich dicht bei der Linie $H\zeta$ eine kräftige Absorptionslinie von derselben Breite, wie die helle Linie, die an das Aussehen dieser Linie im Spektrum von β Lyrae erinnert.« Es folgen nun die Angaben der Wellenlängen von 101 Linien, wegen deren auf das Original verwiesen werden muss.

Ein neuer Stern (Z) im Centauren ist auf einer der Photographien, welche auf der Arequipa-Station aufgenommen wurden, von Mrs. Fleming am 12. Dezember 1895 entdeckt worden[1]). Sein Ort

[1]) Harvard College Observatory Circular Nr. 4.

am Himmel ist für 1900: R. A. 13^h 34.3^m D. — 31^0 8′. Der Stern erregte die Aufmerksamkeit durch das Aussehen seines am 18. Juli 1895 bei 52 Minuten Expositionsdauer aufgenommenen Spektrums. Dasselbe ist ähnlich demjenigen, welches der Nebel um 30 Doradus zeigt, und demjenigen des Sternes A. G. C. 20 937, aber unähnlich dem eines gewöhnlichen Nebels oder den Spektren der neuen Sterne in Auriga, Norma und Carina. Auf den 55 Platten, welche vom 21. Mai 1889 bis 14. Juni 1895 aufgenommen wurden, findet sich keine Spur des Sternes. Zuerst erscheint derselbe auf einer Platte vom 8. Juni 1895 als Stern 7.2 Grösse. Am 16. Dezember 1895 ist er auf einer schönen photographischen Aufnahme mit dem 11zolligen Draper-Teleskop bereits 10.9 Grösse, und an diesem Tage, sowie am 19. Dezember erschien er am 15zolligen Refraktor ungefähr 11. Grösse. Die Prüfung mittelst eines Prismas zeigte das Licht des Sternes monochromatisch und sehr ähnlich demjenigen eines benachbarten Nebelfleckes. Obgleich das Spektrum dieses neuen Sternes nicht dem Spektrum der oben genannten neuen Sterne gleicht, so ist derselbe diesen doch darin ähnlich, dass er, früher unsichtbar, plötzlich seine volle Helligkeit erlangte und dann langsam abnimmt und schliesslich das Aussehen eines Gasnebels (in spektroskopischer Hinsicht) annimmt. Der im Jahre 1887 im Sternbilde des Perseus photographierte Stern gehört offenbar der nämlichen Klasse von Gestirnen an. Seine Position am Himmel für 1900 war: R. A. 1^h 55.1^m D. + 56^0 15′. Es wurden in in jenem Jahre 11 photographische Aufnahmen desselben in Cambridge erhalten. Das photographische Spektrum zeigte die Wasserstofflinien $H\beta$ $H\gamma$ $H\varepsilon$ und eine helle Linie nahe von der Wellenlänge 4060. An dieser Eigentümlichkeit des Spektrums wurde der Stern von Mrs. Fleming herausgefunden und für einen gewöhnlichen Veränderlichen von langer Periode gehalten. Das Spektrum desselben ist so schwach, dass es unmöglich bleibt, zu entscheiden, ob es sich um einen neuen Stern, ähnlich der Nova Aurigae, oder um einen Veränderlichen wie Mira im Walfisch handelt, da bei beiden Klassen von Sternen die Wasserstofflinien hell sind. Der Stern ist rasch schwächer geworden, denn auf keiner von 81 Photographien, die während der letzten acht Jahre zu Cambridge erhalten wurden, ist eine Spur davon wahrzunehmen. Ebensowenig erscheint er auf zwei Photographien, die am 3. November 1885 und am 21. Dezember 1886 aufgenommen worden sind.

Diese Nova ist seitdem auf der Lick-Sternwarte am 36zolligen Refraktor von William J. Hussey beobachtet worden[1]). Derselbe steht am Himmel nahe bei dem hellen Nebel N. G. C. 5253, welcher in der Cordoba-Durchmusterung als Stern 9.5 Grösse aufgeführt wird. Dass beide identisch sind, ergab sich aus Messungen von Prof. Camp-

---

[1]) Publications of the Astronomical Society of the Pacific. 8. Nr. 51. p. 220.

bell und Hussey in den Monaten Dezember 1895 und Januar und Februar 1896. Bei dieser Gelegenheit haben beide Beobachter auch die Helligkeit der Nova untersucht. Sie erschien am 22. Dezember 11.2 Grösse und nahm bis zum 19. Februar nur wenig, bis 11.5 Grösse, ab. Als Hussey dagegen am 11. Juni dieses Jahres den neuen Stern wieder aufsuchte, fand er, dass derselbe nur noch 14.4 Grösse war und von einem schwachen Nebel umgeben war, welcher sich bis zu dem hellen Nebel N. G. C. 5253 hin erstreckte. Am 26. Juni wurde die Helligkeit der Nova = $15^2/_4$ Grösse geschätzt, und am 9. Juli war der Stern bis zur 16. Grösse herabgesunken. An diesem Tage war es schwer, den Stern noch in Mitte des Nebels, welcher ihn umgab, zu erkennen, dagegen erschien der umgebende Nebel offenbar als ein Teil des hellen Nebels. Hussey bemerkt, dass der schwache Nebel um die Nova anfangs nur deshalb nicht gesehen wurde, weil das helle Licht des Sternes ihn überstrahlte, dass aber der Nebel in dem Masse deutlicher hervortrat, als der Stern an Helligkeit abnahm. Da nicht anzunehmen ist, dass der Stern sich bloss zufällig auf dem Nebel projicierte, so muss sein Aufleuchten notwendig einem Vorgange in dem Nebel zugeschrieben werden.

Der Doppelstern α Centauri. A. W. Roberts hat eine neue Untersuchung über die Masse, Eigenbewegung und Position dieses Doppelsternsystems ausgeführt [1]), und zwar gestützt auf die Meridianbeobachtungen der Kap-Sternwarte. Beginnend mit den Beobachtungen Henderson's in den Jahren 1832—1833 und schliessend mit denjenigen Gill's 1879—1881, hat er sämtliche Bestimmungen in neun Gruppen getheilt und bestimmt hieraus in Verbindung mit den früher von ihm gefundenen Bahnelementen als Position des Schwerpunktes dieses Sternpaares für 1880,00: Rektaszension $14^h\ 31^m\ 27.537^s$, Deklination — 60° 20′ 20.64″. Die Eigenbewegung in Rektaszension beträgt jährlich — 7.291″, in Deklination — 0.750″. Das Verhältnis der Massen beider Sterne ist wie 51 : 49. Roberts bemerkt, dass das neue grosse Spektroskop der Kap-Sternwarte in wenigen Jahren hinreichendes Material zu einer neuen Berechnung der relativen Massen der beiden Komponenten von α Centauri liefern werde, doch würde diese Bestimmung wahrscheinlich auch nicht wesentlich genauere Werte geben können. Die Gesamtmasse des Systems von α Centauri ist merklich gleich der doppelten Masse der Sonne, so dass der eine Begleiter etwas schwerer, der andere etwas leichter ist als unsere Sonne. Der schwerere Begleiter ist indessen fünf- oder sechsmal heller als der andere, und da seine absolute Helligkeit nur wenig von derjenigen der Sonne verschieden sein kann, so besitzt der andere Begleiter eine etwa fünfmal geringere Leuchtkraft als die Sonne.

[1]) Astron. Nachr. Nr. 3340.

Der spektroskopische Doppelstern μ^1 im Skorpion[1]. Aus einer Untersuchung der Draper-Memorial-Photographien hat Prof. Solon J. Bailey gefunden, dass der Stern μ^1 Skorpii ein spektroskopischer Doppelstern ist. Sein Ort am Himmel für 1900,0 ist: Rektaszension $16^h\ 45.1^m$, Deklination — $37^0\ 53'$, seine photometrische Grösse 3.26. Sein Spektrum gehört dem 1. Typus an und enthält die charakteristischen Zusatzlinien der Orionsterne. Nach der Bezeichnungsweise des Draper-Katalogs gehört es also in die Klasse B. Der Stern μ^2 Skorpii, dessen photometrische Grösse 3.74 ist, steht 28″ vorauf und 1.7′ nördlich von μ^1, so dass die Spektra beider Sterne zusammen neben einander auf den photographischen Platten erscheinen. Auf einigen der letztern sind sie kaum von einander unterscheidbar, während auf andern Platten die Linien von μ^1 breit und verwaschen, einige der feinern auch deutlich doppelt erscheinen. Die Linien im Spektrum des andern Sternes sind stets einfach und gut definiert. Eine der Komponenten des Doppelsternes ist lichtschwächer als die andere, so dass die Linien ihres Spektrums bald von grösserer, bald von kleinerer Wellenlänge als die der hellen Komponenten erscheinen. Der Unterschied in der Helligkeit scheint auch auf die Veränderlichkeit einer der beiden Sterne zu deuten.

Die Untersuchung der nach Cambridge gesandten photographischen Platten zeigte, dass der Stern am 2. Oktober 1892, am 20. Juli 1894 und am 31. Juli des nämlichen Jahres photographiert worden war. Auf der ersten dieser Platten sind die Linien einfach, auf der zweiten breit und verwaschen und auf der dritten doppelt. Als Mrs. Fleming die Platten im Oktober 1894 untersuchte, bemerkte sie zur zweiten und dritten: »Linien doppelt?«, indessen wurden die Platten bei Seite gelegt und eine weitere Untersuchung derselben vergessen.

Die Veränderungen sind so rasch, dass sie auf successiven Platten erkennbar werden, welche eine Stunde lang exponiert wurden. Aus der Untersuchung von 52 Photographien hat Prof. Bailey als Ergebnis abgeleitet, dass die Umlaufszeit des Begleiters nur 35 Stunden beträgt, und seine Bahn nahezu kreisförmig ist. Eine in Cambridge ausgeführte selbständige Untersuchung ergab, dass sämtliche Aufnahmen, auch die frühesten, durch Annahme einer Umlaufsdauer von $34^h\ 42.5^m \pm 0.1^m$ dargestellt werden können. Zehn Aufnahmen, bei denen die Linien einfach erscheinen, werden einzeln nur mit einer Abweichung von 38^m dargestellt, die grösste Abweichung beträgt weniger als 1^h. Fernere Beobachtungen werden indessen erforderlich sein, um Gewissheit darüber zu gewinnen, dass die angenommene Zahl der vollen Umläufe seit 1892 richtig ist. Auf 19 Photographien zeigen die Linien der schwächern Kompo-

---

[1]) Harvard College Observatory Circular Nr. 11.

nente grössere, auf 14 kürzere Wellenlänge, als die entsprechenden Linien des hellern Sternes.

Bis jetzt sind nur drei Sterne dieser Klasse bekannt. Der erste, ζ Ursae, wurde 1889 von Prof. Eduard C. Pickering entdeckt. Seine Periode scheint 52 Tage zu sein, doch ist sie unregelmässig, wahrscheinlich infolge der Anwesenheit eines zweiten Begleiters, und die Zeit, während deren die Linien weit von einander stehen, ist kurz. Der zweite Stern dieser Klasse, β Aurigae, wurde in dem nämlichen Jahre von Miss A. C. Maury gefunden. Die Veränderungen in seinem Spektrum sind sehr regelmässig innerhalb einer Periode von weniger als vier Tagen.

Das Vorkommen der Linien des Cleveïtgas-Spektrums in den Sternspektren und die Klassifikation der Sterne des ersten Spektraltypus sind Gegenstand einer wichtigen Abhandlung gewesen, die Prof. H. C. Vogel der Preuss. Akademie der Wissenschaften vorlegte[1]).

»Seit der Anwendung der Spektralanalyse auf die Gestirne«, beginnt Prof. Vogel, »hat eine Linie in der Nähe der bekannten Doppellinie des Natriumspektrums, welche im Spektrum der Chromosphäre der Sonne stets mit den Wasserstofflinien zusammen auftritt und in bezug auf Intensität von gleicher Ordnung mit denselben ist, die Aufmerksamkeit der Astrophysiker auf sich gezogen. Diese Linie ist auch in den Spektren einiger der wenigen Sterne beobachtet worden, in denen die Wasserstofflinien hell erscheinen. Dem unbekannten Stoff, dem die Linie angehört, hatte man den Namen Helium beigelegt und die Linie wegen ihres geringen Abstandes von der Doppellinie D_1 und D_2 des Natriumspektrums mit D_3 bezeichnet.

Ramsay war es vorbehalten, zu Anfang dieses Jahres (1895) in dem seltenen Mineral Cleveït ein Gas zu entdecken, in dessen Spektrum die Heliumlinie D_3 als eine der intensivsten Linien auftritt, und die bald nach dieser hochinteressanten Beobachtung erfolgte vortreffliche Untersuchung über das Spektrum des Cleveïtgases von Runge und Paschen ist nicht ohne Bedeutung für die Sternspektralanalyse geblieben, wie ich im folgenden zeigen werde.

Ich stelle zunächst die von Runge mitgeteilten Wellenlängen des Cleveïtgas-Spektrums in der für die vorliegende Untersuchung geeigneten Form zusammen und füge noch die Schätzungen über die relative Intensität der einzelnen Linien, welche ich der gütigen Mitteilung des Prof. Runge verdanke, bei. Mit 10 sind die hellsten Linien des Spektrums, mit 0 diejenigen Linien bezeichnet, welche eben noch zu erkennen waren, ohne eine bestimmte Schätzung der Helligkeit zuzulassen. Der Helligkeitsunterschied der Komponenten der engen Doppellinien ist sehr gross; man kann annehmen, dass

[1]) Sitzungsbericht d. kgl. Preuss. Akad. d. Wissenschaften, 1895. **40.**

die brechbarere Komponente zehnmal intensiver ist, als die weniger brechbare.

Prof. Runge ist im Laufe seiner Untersuchungen zu der Annahme gekommen, dass das von ihm beobachtete Spektrum nicht einem Stoffe angehört, sondern einem schwerern Gase (Helium) und einem leichtern Gase. Die Linien des Heliums sind mit * bezeichnet worden.

Ich gebe hier nur die Linien zwischen den Wellenlängen 370 $\mu\mu$ und 707 $\mu\mu$, da sie allein bei einer Vergleichung mit Sternspektren inbetracht kommen werden.

Spektrum des Cleveïtgases.

W. L. $\mu\mu$ Syst. Rowland	Intens.	W. L. $\mu\mu$ Syst. Rowland	Intens.
* { 370.515	3	* { 402.635	5
.529		.652	
* { 373.301	1.5	* { 412.098	2.5
.315		.114	
* { 381.975	4	414.391	2
.989		416.912	1
383.37	0	438.811	3
383.82	0	443.773	1.5
* { 386.761	2	* { 447.166	6
.777		.185	
387.19	0 5	* { 471.317	3
387.83	0	.339	
* { 388.876	10	492.208	4
.897		501.573	6
392.68	0.5	504.782	2
393.61	0	* { 587.588	10
* { 396.484	4	.621	
.508		667.84	6
400.942	1	* { 706.551	5
402.414	0	.577	

Im Jahre 1894 habe ich in der Sitzung der Akademie vom 8. Februar über das eigentümliche Doppelspektrum von β Lyrae berichtet und in der zum Abdruck gelangten Abhandlung hauptsächlich Untersuchungen mitgeteilt über die Veränderungen der hellen und dunklen Linienpaare, welche mit dem Lichtwechsel des Sternes in Verbindung stehen und wahrscheinlich eine Folge der Bewegung zweier oder mehrerer Sterne sind, deren Atmosphären von gleicher Zusammensetzung, jedoch als verschieden in bezug auf Dampfdichte und Glühzustand angenommen werden müssen. Nebenher hatte ich aber auch die Resultate der von mir vorgenommenen Bestimmungen der Wellenlängen der einzelnen Linien des Spektrums dieses Sternes angegeben, und eine Vergleichung derselben mit den Linien des Cleveïtgas-Spektrums hat zu einem überraschenden Resultat in bezug auf die Anzahl der im Sternspektrum vorhandenen Linien dieses Gases geführt.

Ich habe nachträglich einige Messungen an den besten Spektrogrammen vorgenommen und noch drei dem Cleveïtgas-Spektrum an-

gehörende Linien gefunden, die bei den ersten Messungen wegen ihrer Schwäche übersehen worden waren. Füge ich noch die schon seit vielen Jahren im Spektrum dieses Sternes bekannte Linie D_3, ferner noch zwei von Keeler und von Belopolsky gemessene, im Grün gelegene Linien, endlich eine Linie, deren Wellenlänge neben vier andern, auch von mir gemessenen Linien von Lockyer, sowie auch von Belopolsky bestimmt wurde, hinzu, so ergiebt sich folgendes Verzeichnis der Wellenlängen von Linien des Cleveïtgas-Spektrums in β Lyrae[1]):

Wellenlänge $\mu\mu$.	Bemerkungen.
370.4	Matte Absorptionslinie. Nicht von $H\xi$ zu trennen.
373.5	Matte Absorptionslinie. Nicht von $H\lambda$ zu trennen.
382.0	Starke Absorptionslinie.
386.9	Nachträglich gemessen, sehr schwach.
387.4	Nachträglich gemessen. Fraglich, da die Abweichung 0.2 $\mu\mu$ beträgt.
388.9	Intensivste Linie im Spektrum von β Lyrae. Ohne Zweifel Summierung der Linie $H\varsigma$ mit der hellsten Linie des Cleveïtgas-Spektrums.
392.7	Matte Absorptionslinie.
396.5	Als scharfe, starke Linie neben $H\varepsilon$ beobachtet.
401.0	Zarte Linie. Nachträgliche Messungen ergeben $\lambda = 400.8\,\mu\mu$.
402.6	An Intensität nahe gleich den Wasserstofflinien.
412.0	Matte Linie.
414.3	Zarte Linie.
438.8	Breite Absorptionslinie, schwach.
443.8	Nachträglich gemessen, sehr schwach, ohne Kenntnis der ungefähren Lage leicht zu übersehen.
447.0	Breite auffallende Linie.
492.3	Von Belopolsky und Keeler beobachtet.
501.6	Von Belopolsky und Keeler beobachtet.
587.6	D_3.

[1]) Es dürfte hier erwähnt werden, dass nach Keeler's Beobachtungen (Astron. and Astrophysics Nr. 114) der Veränderliche P Cygni ein ähnliches Doppelspektrum zeigt wie β Lyrae, und dass im Spektrum dieses Sternes ausser den Wasserstofflinien $H\gamma$ und $H\beta$, vielleicht auch den D-Linien, die Linien λ 492.2 $\mu\mu$, λ 501.6 $\mu\mu$ und D_3 vom Spektrum des Cleveïtgases enthalten sind.

Vor wenigen Tagen ist durch eine wohlgelungene Aufnahme des Spektrums von P Cygni von Dr. Wilsing die Keeler'sche Beobachtung bestätigt worden. Das Spektrum ist dem von β Lyrae zur Zeit des Hauptminimums sehr ähnlich; helle und dunkle Linien liegen dicht bei einander. Die Linien sind aber im Spektrum von P Cygni schmäler als in dem von β Lyrae, und die hellen Linien relativ zum kontinuierlichen Spektrum intensiver. Ich habe folgende Wellenlängenbestimmungen ausgeführt:

W. L.	W. L.	W. L.	W. L.
383.6 $\mu\mu$	397.2	412.1	437.1
388.9	402.2	414.3	438.8
396.6	410.1	434.0	447.0

Unter den gemessenen 12 Linien gehören 7 dem Spektrum des Cleveïtgases an. (Vogel.)

»Angeregt durch das interessante Ergebnis des Vergleiches zwischen dem Spektrum des Cleveïtgases und dem Spektrum von β Lyrae und befriedigt von der Genauigkeit der Wellenlängenbestimmung in Anbetracht der geringen linearen Ausdehnung der Sternspektra (10^{mm} von λ 370 $\mu\mu$ bis λ 450 $\mu\mu$), habe ich nach den Linien des Cleveïtgasspektrums in den Sternspektren gesucht. Es stand mir zu dem Zwecke ein reiches Beobachtungsmaterial zur Verfügung, von Dr. Wilsing angesammelt, der vor etwa zwei Jahren auf meine Veranlassung hin damit begonnen hat, mit den kleinen Spektrographen, mit dem die Spektra von β Lyrae hergestellt sind, in Verbindung mit dem 13 zolligen photographischen Refraktor von allen Sternen bis zur 5. Grösse, die der ersten Spektralklasse angehören, Spektrogramme anzufertigen. Da die Linie λ 447 $\mu\mu$, welche in den Spektren der Orionsterne eine besondere Rolle spielt, dem Cleveïtgasspektrum angehört, und somit die Ramsay'sche Entdeckung auch über den Ursprung dieser Linie Licht verbreitet hat, habe ich zunächst die Spektra der hellern Orionsterne einer Durchsicht unterworfen.

Es liegt nicht in meiner Absicht, hier die Untersuchungen im Detail anzuführen, sondern ich werde dieselben so kurz und gedrängt wie möglich geben, da später, wenn die erwähnten Aufnahmen, von denen zur Zeit nur etwa der dritte Teil vollendet ist, hergestellt sein werden, die Bearbeitung der Spektra von mir und Dr. Wilsing gemeinsam erfolgen soll und eine Veröffentlichung der Beobachtungen in den Publikationen des Observatoriums beabsichtigt wird. Ich habe daher in der folgenden Zusammenstellung zunächst nur die Linien angeführt, die mit denen des Cleveïtgases zu identifizieren sind. Die hellste Linie λ 388.90 $\mu\mu$ fällt so nahe mit $H\zeta$ (λ 388.91 $\mu\mu$) zusammen, dass eine Trennung auch bei erheblich stärkerer Zerstreuung als der angewandten nicht möglich ist. Wie ich bereits weiter oben bei dem Spektrum von β Lyrae bemerkt habe, kann aber durch Summierung der Linien beider Stoffe diese Linie besonders auffällig erscheinen, und ich habe deshalb die Helligkeitsschätzung (auf deren Angabe ich mich allein beschränke) der mit $H\zeta$ zusammenfallenden Linie des Cleveïtgases mit angeführt. Eine eben nur erkennbare Linie im Cleveïtgasspektrum λ 393.61 $\mu\mu$ fällt nahe mit der Calciumlinie λ 393.38 $\mu\mu$ zusammen, und da das Auftreten der Calciumlinie, wie ich weiter unten zeigen werde, von Interesse ist, habe ich auch diese Linie mit angegeben, bemerke aber ausdrücklich, dass mit dem Erscheinen der Linie, auch wenn sie ganz schwach ist, eher der Nachweis vom Vorhandensein des Calciums als des Cleveïtgases gegeben sein wird.

Ich habe ferner, wie soeben angedeutet, nur die Schätzungen der relativen Intensitäten der Linien (die schwächsten Linien sind mit 1, die stärksten mit 10 bezeichnet worden) angeführt und nicht die abgeleiteten Wellenlängen für jede Linie angegeben, bemerke aber, dass die Identität der Linien mit denen des Cleveïtgases, bez. des

Calciums angenommen wurde, wenn die Wellenlängen innerhalb $\pm 0.20\,\mu\mu$ übereinstimmten.

Cleveïtgas W. L. $\mu\mu$	Int.	β Orionis	γ Orionis	δ Orionis	ε Orionis	ζ Orionis	λ Orionis	ν Orionis	π 3 Orionis	π 5 Orionis	ω Orionis
* 382.0	4	4	10	5	3	3		7	6	6	
* 386.8	2	1?									
387.2	0.5										
* 388.9	10	0	10	10	10	10	10	10	9	9	9
392.7	0.5	1		2				2	3		
(Ca 393.4)	—	8		2	2			1		2	
396 5	4	2					3	1	2		
400.9	1		3			3		2	1	3	3
* 402 6	5	4	8	6	4	3	6	10	8	7	7
* 412.1	2.5	1	3				1?				
414.4	2		4	4				3	4	3	3
416.9	1	1		3							
438.8	3		2	3		3		2	3	2	
413.8	1 5	1?									
* 447 2	6	?	4	4	2	3		3	3	1?	

»Bisher hat nun die Ansicht bestanden, dass die Sterne vom Oriontypus, in deren Spektren nach den vorstehenden Beobachtungen das Vorhandensein des Cleveïtgases wohl als erwiesen angesehen werden kann, anderwärts am Himmel nur sehr spärlich verteilt sind. Ich war daher überrascht, bei der Durchsicht der Spektra von etwa 150 hellern Sternen, der ersten Spektralklasse angehörig, nicht weniger als 25 Sterne ausser den zehn Orionsternen und den vier von Scheiner angeführten Sternen zu finden, in deren Spektren die für die Orionsterne charakteristischen Linien oder, mit andern Worten, die Spektrallinien des Cleveïtgases zu finden waren.

Ein richtiger Überblick über die Verteilung dieser Sterne am Himmel kann erst erhalten werden nach Abschluss der hier geplanten Arbeit, die Spektrogramme aller Sterne der ersten Spektralklasse bis etwa zur fünften Grösse herab anzufertigen und zu untersuchen, eine Arbeit, die, wie gesagt, bisher erst etwa zum dritten Teil vollendet ist. Ich stelle hier noch einige Sterne zusammen, in denen das Cleveïtgasspektrum gut ausgeprägt ist, und zwar ebenfalls mit Weglassung anderer im Spektrum gemessener Linien, ausser der der Ca-Linie, λ 393.4 $\mu\mu$.

Wiederum bin ich bei der Durchsicht der zahlreichen Spektra in der Ansicht bestärkt worden, dass bei einer Klassifikation der Sterne nach ihren Spektren nur allgemeine durchgreifende Merkmale aufgestellt werden sollten, und eine rationelle Einteilung nur zu denken ist, wenn sie auf dem Gesichtspunkte basiert, dass die verschiedenen Spektra der Sterne verschiedene Entwicklungsphasen derselben kennzeichnen.

Cleveïtgas W. L. μμ	Int.	102 Herculis	ι Herculis	α Virginis	γ Pegasi	β Piscium	β Cephei	υ Herculis	ι Androm	τ Herculis	ζ Dracon.	η Leonis	ζ Pegasi	β Persei	η Aurigae
* 382 0	4	8	5	2	9		5	5	2	5	3				7
* 386.8	2	2	1		5	2			2?	2	2		5	2	
387.2	0.5	1													
387.8	0		1 5	2?					10						
* 388.9	10	10	9	10	10	10	10	10	2	10	10	7	10	10	10
392.7	0.5	4	2	2	2			1?	2						
(Ca 393.4)	—	2	1.5			3	3	1?		1.5		4		2	
396.5	4	4										2			
400 9	1	3	5	3	2	2		4	3						
* 402.6	5	8	6	4.5	7	6	10	8		5	4	4	5	2	3
* 412.1	2 5	3	2	2.5	2			4							
414.4	2	3	3	2.5	2	2	5								
416 9	1	1													
438.8	3	2	4	2 5	2		2				2				
443 8	1.5	2		2?		2			1.5				1?		
* 447.2	6	3	3	3	2 5	1.5	3	3	?	2	2	2	1	1.5	4

»Mein früher, vor mehr als 20 Jahren, gemachter Versuch einer von dem bezeichneten Standpunkte ausgehenden Einteilung der Sternspektra hat trotz der enormen Fortschritte der Sternspektralanalyse in den letzten Jahren, namentlich auch durch die feinen, detaillierten Untersuchungen über die Spektra von Scheiner, im wesentlichen nur eine Bestätigung erfahren.

In bezug auf die Sterne der dritten Spektralklasse ist auch jetzt noch die direkte Beobachtung in dem weniger brechbaren Teile des Spektrums der photographischen Aufnahme vorzuziehen. Für die von mir aufgestellten Abteilungen a und b fehlt das Kriterium, welche von beiden einer mehr vorgeschrittenen Entwicklung angehört, gänzlich. Es lässt sich nur so viel sagen, dass bei beiden Abteilungen die Atmosphären der Sterne so weit abgekühlt sind, dass die Dissoziation der Stoffe aufhört, und Verbindungen sich halten können. Es ist deshalb kein Grund gegeben, die Sterne der Klasse III b, bei welchen hauptsächlich Kohlenwasserstoffe die Absorptionsbänder hervorbringen, in eine besondere IV. Klasse zu verweisen. Desgleichen ist zur Erkennung der Spektra der II. Spektralklasse die direkte Beobachtung sehr geeignet. Auch hier ist kein Grund vorhanden, andere Unterabteilungen, als die beiden von mir angenommenen, aufzustellen, ehe noch genauere Untersuchungen über die Spektra der Klasse II b vorliegen.

Anders verhält es sich mit den Spektren der I. Spektralklasse. Bei diesen Spektren ermöglicht die Anwendung der Photographie, im allgemeinen weiter zu gehen und feinere Unterscheidungsmerkmale aufzustellen, als es früher der Fall war. Es scheint auch das Studium des Spektrums dieser Sterne insofern von besonderem Interesse, als man, von dem einfachsten Spektrum, in dem nur die

Wasserstofflinien erkennbar sind, ausgehend, die ersten Spuren einer weitern Entwicklung durch das Hinzutreten von Linien anderer Stoffe auffinden und verfolgen kann bis zu den mit zahllosen Linien durchzogenen Spektren der II. Spektralklasse. Vielleicht gelingt es bei noch weiterer Erforschung der Einzelheiten in den Spektren der Klasse I, die ersten Anfänge und einzelne Glieder der beiden auseinander gehenden Reihen zu finden, deren Endglieder die im Aussehen so verschiedenen Spektra der Spektralklasse IIIa und IIIb sind

Im besondern haben mich die oben mitgeteilten Beobachtungen zu der Ansicht geführt, dass das Auftreten der Linien des Cleveïtgases in den Sternspektren sehr zu beachten ist und ein geeignetes Mittel zur Klassifikation der Spektra abgeben kann. Das Cleveïtgas hat in seinem spektralen Verhalten so viel Ähnlichkeit mit dem Wasserstoff, wie das schon längst bekannt ist durch das stets gemeinsame Auftreten der Linie D_3 mit den Wasserstofflinien an allen Stellen der Chromosphäre der Sonne, sowie in den Protuberanzen, dass man neben den Wasserstofflinien an erster Stelle das Auftreten der Spektrallinien des Cleveïtgases erwarten kann. Das linienarme Spektrum dieses Gases ist ganz besonders geeignet, leicht erkannt zu werden. Im brechbarern Teile genügt die Konstatierung des Vorhandenseins der in keinem der bisher untersuchten Spektra, in welchem Linien des Cleveïtgases auftreten, fehlenden Linie von der Wellenlänge 402.6 $\mu\mu$; sie liegt im prismatischen Spektrum nahe in der Mitte zwischen den Wasserstofflinien $H\varepsilon$ und $H\delta$.

Als zweites Unterscheidungsmerkmal für Unterabteilungen der I. Spektralklasse ist das Auftreten der Calciumlinien λ 393.38 $\mu\mu$ und λ 396.86 μ, welch' letztere sehr nahe mit der Wasserstofflinie $H\varepsilon$ (λ 397.02 $\mu\mu$) zusammenfällt, geeignet. Erscheint die erste der Linien schmal und scharf, so übt die zweite nur einen sehr geringen Einfluss auf die Wasserstofflinie $H\varepsilon$ aus. Nehmen jedoch die Ca-Linien an Intensität und Breite zu, so wird die Verbreiterung von $H\varepsilon$ sehr merkbar, und beide Linien überragen in bezug auf Intensität und Breite sehr bald die starken und meist breiten Wasserstofflinien der Spektra der I. Klasse; sie bilden bei weiterer Entwicklung das für die II. Spektralklasse so charakteristische Linienpaar, welches Fraunhofer mit H bezeichnet hat.

Ich glaube, dass die nachstehende Einteilung der Sterne der ersten Spektralklasse dem jetzigen Standpunkt der Wissenschaft entsprechen dürfte und für längere Zeit wird gebraucht werden können. Ich bin bei der Aufstellung derselben bestrebt gewesen, mich möglichst der früher von mir gegebenen Einteilung anzuschliessen. Nach dem heutigen Standpunkte dürfte es vielleicht besser erscheinen, die selten vorkommenden Sterne, in deren Spektren die Linien hell sind, an erste Stelle zu setzen, als auf der ersten Stufe der Entwicklung stehend; da aber eine definitive Entscheidung über diese Frage meines Erachtens noch nicht zu treffen ist, habe ich aus formalen

Gründen die frühere Reihenfolge beibehalten und diese Sterne wieder in eine dritte Abteilung (c) vereinigt.

Die Charakterisierung der Klasse 1b zeigte sich nach Massgabe der weitern Erkenntnis als unzureichend, und ich habe im Laufe der Zeit eine Veränderung der Fassung als notwendig erkannt und vorgenommen. Meines Erachtens ist nunmehr, nach Auffindung des Cleveïtgases, die Charakterisierung der Spektra der Klasse Ib zu einem endgültigen Abschluss gelangt.

Klasse I der Sternspektra.

Kontinuierliche Spektra, deren brechbarere Teile, Blau und Violett, durch Intensität besonders auffallen. Die Spektra sind durchsetzt von der ganzen Reihe der Wasserstofflinien, die als dunkle, breite, verwaschene, seltener scharf begrenzte und dann schmälere Absorptionslinien erscheinen und im allgemeinen die ausserdem in den Spektren sich zeigenden Linien anderer Metalle an Intensität erheblich übertreffen.

Ganz selten treten die Wasserstofflinien und Linien anderer Stoffe nicht als Absorptionslinien auf und erscheinen dann als helle Linien auf kontinuierlichem Spektralgrunde.

a.

1. Spektra, in denen nur die Wasserstofflinien als breite, stark entwickelte Linien erscheinen, andere Spektrallinien aber nicht zu erkennen sind.

2. Spektra, in denen neben den Wasserstofflinien noch Linien von andern Metallen, namentlich von Calcium, Magnesium und Natrium, jedoch keine Linien des Cleveïtgases auftreten. Die Calciumlinie λ 393.4 $\mu\mu$ erscheint in diesen Spektren scharf geschnitten; sie kommt den Linien des Wasserstoffs an Breite nicht gleich. Die Spektrallinien der andern Metalle sind nur zart und bei Anwendung geringer Zerstreuung schwer zu erkennen.

3. Spektra, in denen die Ca-Linie λ 393.4 $\mu\mu$ von nahe gleicher Intensität mit den Wasserstofflinien erscheint, in seltenen Fällen auch dann noch an den Rändern scharf begrenzt ist, oder breiter und intensiver als die Wasserstofflinien und stark verwaschen mit der durch die Ca-Linie λ 396.9 $\mu\mu$ verstärkten und verbreiterten Wasserstofflinie $H\varepsilon$ (λ 397.0 $\mu\mu$) ein auffallendes Linienpaar bildet. In den Spektren dieser Abteilung sind die Linien des Cleveïtgases nicht zu erkennen; dagegen treten stets zahlreiche und kräftige Linien verschiedener Metalle, besonders auch Eisenlinien auf; die Wasserstofflinien dominieren jedoch immer noch. $H\delta$ tritt unter den Linien deutlich hervor, und die Liniengruppe G ist weniger auffallend als $H\gamma$.

Diese Unterabteilung bildet den direkten Übergang zur Spektralklasse II, bei welcher die Wasserstofflinien gegen die Linien anderer Metalle keine hervorragende Rolle mehr spielen.

b.

Spektra, in denen neben den stets dominierenden Wasserstofflinien die Linien des Cleveïtgases, vor allem die Linien von den Wellenlängen 402.6 $\mu\mu$, 447.2 $\mu\mu$, 501.6 $\mu\mu$ und 587.6 $\mu\mu$ (D_3) erscheinen. (Die stärkste Linie im Violett λ 488.9 $\mu\mu$ fällt so nahe mit $H\zeta$ zusammen, dass sie nicht zur Erkennung des Cleveïtgases in Sternspektren geeignet erscheint.) Ausserdem treten in den Spektren dieser Abteilung mehr oder minder zahlreich die Linien der Spektra von Calcium, Magnesium, Natrium und Eisen auf.

c.

1. Spektra mit hellen Wasserstofflinien.

2. Spektra, in denen ausser den Wasserstofflinien noch die Linien des Cleveïtgases und Linien von Calcium, Magnesium und andern Metallen hell erscheinen.

»Es bedarf wohl kaum der Erwähnung, dass eine scharfe Trennung der einzelnen Unterabteilungen nicht möglich ist und in gewissem Grade die Einordnung der Spektra in dieselben von der Güte des angewandten Instrumentes und, bei Zuhilfenahme der Photographie, von der richtigen Exposition der photographischen Platte abhängen wird. Nach den bisherigen Erfahrungen wird die Unterscheidung zwischen Ia 1 und Ia 2 grössere Schwierigkeiten bereiten, als die zwischen den andern Abteilungen, und die Zahl der unter Ia 1 und Ic 1 einzureihenden Spektra wird nur eine geringe sein.

Unter Ia 2 würden die Spektra von α Canis Majoris und α Lyrae, unter Ia 3 ϵ Cygni, an der Übergangsgrenze nach Klasse II stehend, β Cassiopeiae und α Canis Minoris zu rechnen sein. Zur Abteilung b gehören die meisten hellern Orionsterne, β Persei (Algol), α Virginis, die eine Komponente von β Lyrae, während die andere Komponente von β Lyrae unter Ic 2 einzureihen ist. Sieht man das eigentümliche Spektrum von Plejone als Doppelspektrum an, so gehört es sowohl zu Ia 1 wie zu Ic 1, die Wasserstofflinien (andere Linien sind auf den hiesigen Spektrogrammen nicht zu erkennen) erscheinen als breite Absorptionsstreifen mit hellen Linien in der Mitte. Nimmt man dagegen an, die Wasserstofflinien hätten nur eine doppelte Umkehr erfahren, so würde das Spektrum dieses Sternes unter Ia 1 einzureihen sein.

Die Spektra der Klasse Ib würden, mit bezug auf Entwicklungsphase, nach Zahl und Stärke der Metalllinien, die neben den Wasserstofflinien auftreten, zu urteilen, mit Ia 2 und Ia 3 zusammenzustellen sein. Wenn auch bisher noch kein so vorzüglicher Übergang nach Klasse II angebbar ist, wie unter den Sternen der Unterabteilung Ia 3, so sind doch einige der Spektra, in denen Cleveïtgas nachgewiesen werden konnte, linienreich, so dass der Sprung zwischen Klasse Ib und Klasse II wenigstens kein zu schroffer ist. Das ein allmählicher Übergang stattfinden wird, ist nicht zu bezweifeln,

da sich in der Atmosphäre der Sonne, eines Sternes der II. Spektralklasse, Cleveïtgas findet, die Linien desselben aber bekanntlich keine Umkehr erfahren.«

Neuer Nebelfleck in den Plejaden. Auf dem Observatorium zu Taschkent hat W. Stratonoff mit einem photographischen Refraktor von 330 *mm* Öffnung die Plejaden in mehrern langen Expositionen aufgenommen. Eine von diesen dauerte 25 Stunden, welche sich auf neun Abende verteilen. Sie zeigt auf einer Fläche von vier Graden 6614 Sterne und vielerlei Details in den bekannten Nebeln der Plejaden, ausserdem aber auch einige neue Nebel. Einer davon ist länglich, 20″—30″ breit und etwa 14′ lang, er zeigt sich fast parallel dem von den Gebrüdern Henry zuerst entdeckten Nebel. Ein anderer schwacher Nebel, 1′ bis 3′ lang, steht in der Nähe eines Sternchens 18. Grösse[1]).

Der Ringnebel in der Leyer (*M.* 57) ist 1892—1895 wiederholt von E. E. Barnard am 36-Zoller der Lick-Sternwarte vermessen worden [2]). Im Mittel giebt er dafür folgende Zahlen:

Positionswinkel der grossen Axe	65.43″
grosse Axe, äusserer Durchmesser	80.89″
» » innerer »	36.52″
kleine Axe, äusserer »	58.81″
» » innerer »	29.36″

Die innere Fläche des Ringnebels schien stets mit einer schwachen Neblichkeit erfüllt, welche an Helligkeit etwa in der Mitte steht zwischen derjenigen des Ringes und dem äussern dunklen Himmelsgrunde. Der zentrale Stern war gewöhnlich sichtbar, aber nicht sehr augenfällig. Die Farbe des ganzen Nebels war milchig.

Der grosse Nebel im Orion. Eine neue, ausschliesslich auf photographischen Aufnahmen beruhende Untersuchung über den grossen Orionnebel hat unlängst Prof. William H. Pickering veröffentlicht[3]). Die (22) Platten wurden teilweise zu Cambridge N. A. exponiert, die meisten derselben auf Mt. Wilson in Südkalifornien (34° 12.8′ nördl. Br., 7^h 52^m 17^s westl. L.), zwei auf der Arequipa-Station in Südamerika durch Prof. Bailey.

Es wurden bei der Untersuchung zunächst 22 Sterne in der unmittelbaren Nähe des grossen Nebels als Normalsterne ausgewählt und ihre photographische Helligkeit genau bestimmt. Sie dienten dann dazu, die Helligkeit der übrigen Sterne, welche in der grossen Abhandlung von G. P. Bond über den Orionnebel aufgeführt werden, gemäss der photographischen Aufnahme zu bestimmen und mit Bond's Helligkeitsschätzungen zu vergleichen. Es ergab sich hierbei,

[1]) Astron. Nachr Nr. 3366.
[2]) Astron. Nachr. Nr. 3354.
[3]) Annals of the Observatory of Harvard College 32. Part. I.

dass bei Bond 20 Sterne aufgeführt sind, von denen auf den Photographien keine Spur zu finden ist. Darunter finden sich sieben Fälle. wo mässig helle Sterne in der Nähe stehen, aber nicht von Bond aufgeführt werden, so dass man annehmen kann, dass die Angaben von letztern sich auf diese beziehen sollen. Prof. Pickering glaubt, dass für die übrigen 13 Sterne eine ähnliche Erklärung zulässig ist, obgleich es nicht unmöglich wäre, dass einige derselben seit Bond's Zeit lichtschwächer wurden, worüber indessen keine sichere Entscheidung möglich ist. Einige Sterne, die von Bond als 13.9 bis 15.6 Grösse angegeben werden, zeigen sich nur auf einer photographischen Platte, die zu Arequipa am 13zolligen Refraktor bei einer Exposition von acht Stunden erhalten wurde. Wenn diese Sterne also seit Bond's Zeit nicht schwächer geworden sind, so ist damit bewiesen, dass eine sorgfältige Okularinspektion mit dem 15zolligen Refraktor zu Cambridge Sterne erkennen lässt, die mit einem 13zolligen photographischen Fernrohre in weniger als zwei oder drei Stunden nicht aufgenommen werden können. Im ganzen sind auf den Platten 146 Sterne enthalten, welche in Bond's Katalog nicht vorkommen. Es zeigen sich bei 14 Sternen zwischen der photographischen und direkt geschätzten Grösse Unterschiede von mehr als zwei Grössenklassen. Einige von Bond als veränderlich bezeichneten Sterne wurden nach dieser Richtung hin durch die photographische Aufnahme bestätigt.

Was Veränderungen in dem Nebel selbst anbelangt, so hat man bei einer Untersuchung nach dieser Richtung hin zwei Perioden zu unterscheiden, nämlich diejenige von Huygens bis 1880, während deren nur Okularbeobachtungen und Zeichnungen des Nebels erhalten werden konnten, und die photographische Epoche von 1880 ab bis zur Gegenwart. Was die erste Periode anbelangt, so haben die Untersuchungen von Prof. Holden[1]) ergeben, dass wir für diesen Zeitraum keinen sichern Nachweis einer Veränderung der Gestalt des Nebels besitzen, dass aber in einigen Regionen desselben wahrscheinlich Helligkeitsänderungen stattgefunden haben. Am 30. September 1880 erhielt Dr. Henry Draper die erste photographische Aufnahme des Orionnebels, und seit jener Zeit sind wir im Besitze einer Reihe von Darstellungen der Form und Lage selbst solcher Details, die viel zu fein sind, um durch Okularbeobachtungen auch nur wahrgenommen zu werden.

Inzwischen ist bis jetzt noch ein zu kurzer Zeitraum verflossen, um eine merkliche Veränderung im Aussehen des Nebels erwarten zu dürfen. Eine genaue Vergleichung der Photographien von Draper und Common mit denjenigen der Harvard-Sternwarte hat Prof. Pickering keinen Unterschied erkennen lassen, aus dem mit Sicherheit eine Veränderung des Nebels während dieser Zeitperiode sich folgern lässt.

Verf. giebt eine Darstellung des Nebels nach einem Negative,

---

[1]) Washington Observ. 25. Appendix I.

welches auf Mt. Wilson mit dem 13 zolligen Teleskope am 14. März 1880 nach einer Exposition von 2^h 36^m erhalten wurde. Er wurde später in der Fläche 48 mal vergrössert und zeigt die Grenze des Nebels, wie sie von Lassell auf Malta am vierfüssigen Reflektor erhalten wurde. Die schwächsten Sterne auf dieser Platte sind 15. Grösse. Der kleine Nebel nördlich zeigt sich durch eine schwache Helligkeit mit dem grössern verbunden.

Was den physischen Zusammenhang des Nebels mit einigen der in ihm sichtbaren Sterne anbelangt, so kann nach Prof. W. Pickering darüber keine Frage sein. Auch unsere Kenntnis der Spektra dieser Sterne bestätigt diesen Schluss. Überall am Himmel finden wir, dass die blauen und wahrscheinlich heissern Sterne des 1. Typus ziemlich häufig von Nebelmassen, die mehrere Minuten im Durchmesser haben, begleitet auftreten. Bekannte Beispiele dieser Art sind die Plejaden und der Nebel um η Argus. Die Spektra dieser Sterne sind im allgemeinen ausgezeichnet durch breite dunkle Wasserstofflinien, doch in einigen Sternen dieser Gruppen finden sich auch statt dunkler, mehrere helle Wasserstofflinien. Die Gegenwart heller Wasserstofflinien deutet stets auf eine Veränderlichkeit, wofür η Argus selbst einen guten Beleg liefert, und das Gleiche gilt wohl auch für die Veränderlichen im Orion.

Das Spektrum des Orionnebels wurde mit zwei verschiedenen Instrumenten erhalten. Am 10. Juli 1888 wurde es mit dem elfzolligen Draper-Teleskope, vor dessen Objektiv ein Prisma mit 15^0 Winkel angebracht war, aufgenommen. Die Expositionsdauer betrug eine Stunde. Am 10. April 1890 wurde eine Aufnahme mit einer Kamera bei 10 Minuten Expositionsdauer gemacht.

Was die Rolle dieses Nebels im Weltall anbelangt, so hängt das Urteil darüber zum guten Teile von unserer Kenntnis von der scheinbaren Ausdehnung desselben ab. Prof. Pickering bemerkt, dass wenn die Nebelmasse einen Winkel von 15^0 umspannt, ihr wahrer Durchmesser an Grösse dem vierten Teil seiner Entfernung von uns gleich sein muss. Wenn solche feinen, ausgedehnten Nebelmassen, sagt er, zuletzt zu Sternen kondensiert werden, so ist es, wenn man rückwärts schliesst, wahrscheinlich, dass manche der hellen Sterne, die wir kennen, auch Teile dieser Nebelmasse waren, und möglicherweise könnte dieses auch von unserer Sonne gelten. Der Nebel hätte dann damals eine weit grössere Ausdehnung besessen als heute. Über die wahre Distanz des Orionnebels vor uns können zur Zeit nur Vermutungen ausgesprochen werden. Prof. Pickering kommt durch verschiedene Kombinationen zu dem Ergebnisse, dass die Parallaxe des Orionnebels wohl zu 0.003″ anzunehmen sei, was einer Distanz von 1000 Lichtjahren entspricht.

Lage und Gestalt der Milchstrasse. Eine Untersuchung hierüber hat A. Prey der k. k. Akademie in Wien der dortigen Akademie überreicht. Auf Grund der Seeliger'schen Abzählung der

Sterne nach Trapezen von je 10° Ausdehnung in Rektaszension und je 5° in Deklination wurde die Sternverteilung zwischen 55° nördlicher und 23° südlicher Deklination in einer nach Kugelfunktionen fortschreitende Reihe entwickelt. Die zur Ermittelung der Lage des Maximums angewendete Differentiation führte auf die Gleichung einer Fläche zweiter Ordnung, welche angenähert in zwei Ebenen zerfällt, von denen die eine die Lage des gesuchten Maximums, die andere die des Minimus angiebt. Da die Sternzählung den zweiten Zweig der Milchstrasse nicht genügend hervortreten lässt, um das Verfahren auch auf diesen auszudehnen, wurde aus einer geringen Anzahl von Punkten desselben eine zweite Ebene abgeleitet. Die Lage der Schnittkreise dieser beiden Ebenen, bestimmt durch die Lage ihrer Pole, ist gegeben durch:

	Rektasz.	= 199.35°		Rektasz.	= 182.11°
1. Pol:	Deklination	= 17.90°	2. Pol:	Deklination	= 19.69°
	sphär. Rad.	= 91.33°		sphär. Rad.	= 89.40°

Der Winkel zwischen beiden Ebenen ergab sich zu 16.43°. Die Sonne liegt somit zwischen zwei Ebenen grösserer Sterndichte, die das Milchstrassensystem bilden, welchem daher die Sonne jedenfalls angehört[1]).

Der veränderliche Nebel und der veränderliche Stern T im Stier. Am 11. Oktober 1852 sah Hind[2]) ein sehr kleines, nebelartiges Objekt in 4^h 11^m 50^s Rektaszension und 19° 8′ nördlicher Deklination (1825.0) südlich und voraufgehend einem Stern 10. Grösse, den er bis dahin nicht gesehen und also auch in die unlängst vollendete ekliptische Karte dieses Himmels nicht eingetragen hatte. Er hielt diesen Stern deshalb für veränderlich, und dies ist in der That der Fall, es ist der heute als T Tauri bekannte Veränderliche. Der Nebel war in dem lichtstarken 7zolligen Refraktor Hind's sehr schwach und zeigte etwa 30″ im Durchmesser. Chacornac sah ihn an dem grossen Spiegelteleskop zu Marseille 1854 wieder. d'Arrest bestimmte 1855 und 1856 viermal die genaue Position des Nebels am 6zolligen Refraktor der Leipziger Sternwarte und bezeichnete ihn als ziemlich hell. Auwers sah ihn 1858 nur schwierig am 6zolligen Königsberger Heliometer, und am 3. und 4. Oktober 1861 konnte ihn d'Arrest am 10⅓zolligen Refraktor der Kopenhagener Sternwarte nicht sehen, ebensowenig bei verschiedenen Gelegenheiten im Januar und Februar 1862. Auch Chacornac suchte ihn um diese Zeit vergebens. Dagegen verlor ihn damals Lassell an seinem vierfüssigen Reflektor und ebenso Otto Struve am 14zolligen Pulkowa-Refraktor nicht gänzlich aus den Augen, allein 1868 war er auch in dem letztgenannten Instrumente unsichtbar geworden. Nunmehr sah dagegen O. Struve, 4′ dem Orte

---

1) Sitzungsb. der k. k. Akad. d. W. 1896, p. 78.
2) Astron. Nachr. Nr. 839.

von Hind's Nebel voraufgehend, einen andern kleinen Nebel, den später auch d'Arrest beobachtete, und von dem letzterer behauptete, dass er früher dort nicht vorhanden gewesen sei. Auch bemerkte er, dass der ehemalige Hind'sche Nebel grösser und beträchtlich heller gewesen sei, als dieser Struve'sche Nebel, dessen Kern etwa einem Sternchen 14. Grösse gleich kam. Als Ort des Struve'schen Nebels fand d'Arrest (für 1868.0):

Rektasz. $5^h\ 14^m\ 0.4^s$ Dekl. $+\ 19^0\ 12'\ 13''$,

während er für dieselbe Epoche als Ort des Veränderlichen T. Tauri angiebt:

Rektasz. $5^h\ 14^m\ 17.8^s$ Dekl. $+\ 19^0\ 13'\ 4''$.

Im Jahre 1877 hat W. Tempel[1]) mit dem lichtstarken elfzolligen Amici-Refraktor zu Florenz die in Rede stehende Gegend des Himmels aufmerksam durchmustert. Am 5. November konnte er am Orte von Hind's Nebel nichts sehen, am 5. November dagegen fand er einen $1\frac{1}{2}'$ grossen Nebel, in dessen nördlichem Teile ein kleiner Stern stand. Diesen Nebel erkannte er als identisch mit dem Struveschen Nebel. Am 12. Dezember sah er von diesem Nebel keine Spur, dagegen zwei kleine Sterne unmittelbar bei T Tauri. Am Orte des Nebels sah er nur den kleinen Stern vom 8. November, sowie ein anderes Sternchen. Seitdem ist der Nebel nicht mehr beobachtet worden bis zum Jahre 1890, als Burnham ihn am 36 Zoller der Lick-Sternwarte aufsuchte. Durch eine irrige Ortsangabe getäuscht, hielt er den Nebel für identisch mit dem Veränderlichen T Tauri. Merkwürdigerweise sah er am Orte des letztern den Stern, »wenn es ein Stern ist«, innerhalb eines kleinen kondensierten Nebels von 4.4″ Länge und etwas geringerer Breite. Bei keiner Vergrösserung konnte eine deutliche Scheibe des Sternes erhalten werden. Dr. Barnard, der mit Burnham zusammen das Objekt untersuchte, kam zu dem nämlichen Ergebnisse, sah aber ausserdem (1890) am 15. Oktbr. nach sorgfältiger Prüfung am grossen Refraktor noch einen überaus schwachen runden Nebel, der von T Tauri im Positionswinkel von 185^0 etwa $\frac{3}{4}'$ entfernt stand. Sein Durchmesser war 40″—50″, und seiner Lichtschwäche nach stand er an der Grenze der Sichtbarkeit für den grossen Refraktor. Von Struve's Nebel konnte weder Burnham, noch Barnard die geringste Spur entdecken. Der kleine Nebel um T Tauri konnte am 12zolligen Refraktor nicht mehr gesehen werden, er mochte nach Burnham's Schätzung 12.5 Grösse sein. In der Nacht des 1. Nov. 1890 untersuchte Keeler dieses Nebel-Objekt (T Tauri), spektroskopisch und fand, dass es den gewöhnlichen Typus der Gasnebel zeigt, obgleich wegen seiner Lichtschwäche nur die Linie λ 5005 sichtbar war. Das Spektrum des Kernes konnte nicht gesehen werden. Hiernach unterliegt es keinem Zweifel, dass T Tauri ein Nebel oder ein Nebelstern ist.

---

[1]) Astron. Nachr. Nr. 2212.

Dr. Barnard untersuchte am 25. Febr. 1895 die Umgebung von T Tauri neuerdings am 36zolligen Refraktor[1]). Er fand den von ihm am 5. Oktober 1890 entdeckten höchst feinen Nebel bei T Tauri wieder, doch war derselbe allem Anschein nach heller als damals. Der Stern T Tauri selbst war nicht schwächer als 10. Grösse, und der kleine Nebel, welcher ihn 1890 umhüllte, war völlig verschwunden. Diese Unsichtbarkeit kann indessen nach Barnard's Meinung nicht etwa durch die grössere Helligkeit des Sternes verursacht sein; letzterer erschien vollkommen sternartig von rötlich gelber Farbe. Bei sehr genauer Prüfung zeigte er sich von einer schwachen, unbestimmt begrenzten Nebligkeit umgeben, die indessen völlig von dem früher gesehenen, bestimmt begrenzten Nebel verschieden war.

An dem Orte von Struve's Nebel war kein solcher mehr zu sehen, dagegen ein kleiner Stern, 14. oder 15. Grösse. Am 26. Februar beobachtete Barnard T Tauri am 12zolligen Refraktor. Der Stern war 10. Grösse, und als er im Fernrohr entdeckt wurde, war eine schwache Spur des ihn umgebenden Nebels zu erkennen. Am 4. März wurde am 36Zoller der Ort des kleinen Sterns in dem Struve'schen Nebel bestimmt, woraus sich ergab, dass dieser Stern identisch mit dem von d'Arrest erwähnten Sterne 14. Grösse im Struve'schen Nebel ist. T Tauri erschien an diesem Abende völlig sternartig, aber mit einer dichten Nebligkeit von ein paar Sekunden Durchmesser umgeben.

Bezüglich T Tauri bemerkt Dr. Barnard, es könne keine Frage sein, dass dieser Stern im Oktober und November 1890 der Kern eines kleinen, ziemlich hellen Nebels war, ebenso sicher sei es, dass dieser Nebel im Februar und März 1895 von dem Stern verschwunden sei, und letzterer völlig sternartig erschien, jedoch umgeben von einer äusserst feinen, verschwommenen Nebligkeit. Zur Zeit von Burnham's Beobachtungen (1890) war T Tauri nahe im Minimum seiner Helligkeit, Anfang 1895 dagegen nahe seinem Maximum. »Ist es möglich«, sagt Dr. Barnard, »dass dieser Stern in seinen schwachen Phasen wirklich zu einem sehr kleinen Nebel wird, oder zum Kern eines solchen, in seinem grössten Lichte dagegen den Nebel absorbiert?« Diese Frage zu beantworten, wird Dr. Barnard das Objekt fernerhin sorgfältig überwachen. Was Hind's Nebel anbelangt, so hält er eine geringe Änderung seiner Helligkeit für erwiesen, denn jedenfalls war derselbe im Februar 1895 etwas heller als im Oktober 1890, überhaupt sind die Struve'schen und Hind'schen Nebel nach seiner Ansicht die beiden besterwiesenen Fälle von Veränderlichkeit bei Nebeln. Ihr Ort ist nach Barnard's Bestimmungen (für 1860.0):

Stern in Struve's Nebel	$\alpha = 4^h\ 13^m\ 34.39^s$	$\delta = +\ 19^0\ 11'\ \ 1.6''$
Hind's Nebel	$\alpha = 4^h\ 13^m\ 48.37^s$	$\delta = +\ 19^0\ 11'\ 31.1''$

Hind's Nebel, welcher viele Jahrzehnte lang an schwachen Teleskopen sichtbar war, ist völlig verschwunden, Struve's Nebel

[1]) Monthly Notices Royal Astron. Soc. **55.** p. 447.

dagegen so schwach geworden, dass er nur noch in den mächtigsten Teleskopen gesehen werden kann.

Photographische Aufnahmen von Nebelflecken hat Isaac Roberts wiederum in grosser Anzahl ausgeführt[1]). Hier kann nur einiges davon nach seinem Berichte an die Kgl. Astron. Gesellsch. zu London erwähnt werden.

Der Spiralnebel N. G. K. Nr. 6412 (G. K. 4321) im Drachen (Rekt. 17^h 33^m Dekl. + 75° 48′) und der neue elliptische Nebel (Rekt. 17^h 26^m Dekl. + 75° 8.6′ 1860.0) wurde am 11. Sept. 1895 mit 60^m Exposition aufgenommen. Der erstere wird von Sir John Herschel als kugelförmiger Sternhaufen beschrieben, der teilweise auflösbar sei. Die Photographie zeigt ihn als Spiralnebel mit hellem, sternartigem, in nordsüdlicher Richtung etwas verlängertem Kern und in den Spiralen drei oder vier neblige, sternartige Kondensationen. Der Sternhaufen N. G. K. 6991 (G. K. 4615) in 20^h 51.5^m Rekt. u. 46° 53′ n. Dekl. wurde am 13. Sept. 1895 mit 2stündiger Exposition aufgenommen. Von J. Herschel als gross und sternarm beschrieben, zeigt die Photographie, dass es sich nicht um einen eigentlichen Sternhaufen, sondern um eine sternreiche Fläche des Himmels handelt.

Der Spiralnebel N. G. K. 598 (G. K. 352) in 1^h 28^m Rekt. u. + 30° 7′ Dekl. wurde am 14. Novbr. 1895 mit $2^1/_4$stündiger Exposition aufgenommen. Die Form des Nebels ist sehr merkwürdig durch zwei spiralförmige Arme, in deren Vereinigungspunkt ein nebliger Stern 10. Grösse steht. Schon 1891 hat Roberts diesen Nebel photographiert, und die Vergleichung beider Aufnahmen ergiebt keinen merklichen Unterschied.

---

[1]) Monthly Notices Royal Astron. Soc. 56. Nr. 1, 2 u. 7.

Geophysik.

1. Allgemeine Eigenschaften der Erde.

Der Einfluss der Elastizität der Erde auf die Schwankungen der Polhöhe ist von Carl Hillebrand untersucht worden[1]. Derselbe stellte sich die Aufgabe, mathematisch festzustellen, welche Veränderungen in der Bewegung der Rotationspole auf der Erdoberfläche eintreten, wenn man die Annahme der vollkommenen Starrheit der Erde verlässt und das Vorhandensein elastischer Deformationen annimmt. Er kommt zu dem Schlusse, dass dieselben, wenn keine äussern Kräfte vorhanden sind, nur sehr kurze Perioden, deren Dauer Bruchteile eines Tages sind, in der Polbewegung hervorbringen können. Beim Vorhandensein störender Kräfte entstehen nur Perioden, deren Dauer aliquote Teile der Umlaufszeit des störenden Körpers sind, oder aber solche, deren Amplituden von höherer Ordnung als die der Euler'schen Periode sind, so dass letztere immerhin das Hauptglied der Bewegung bilden müsste. Nur wenn die Unterschiede der Hauptträgheitsmomente von derselben Ordnung wie die Deformationen sind, ist ein säkulares Glied möglich. Daraus folgt, dass — soweit wenigstens die Gleichgewichtstheorie darüber Aufschluss geben kann — die Annahme des Vorhandenseins elastischer Deformationen die Polbewegung, wie sie die Beobachtungsresultate der jüngsten Zeit zu ergeben scheinen, nicht darzustellen vermag.

Messungen der Schwere auf der Linie Kolberg-Schneekoppe sind im Sommer 1894 unter Anwendung von invariablen Halbsekundenpendeln an 22 Stationen des trigonometrischen Netzes der Kgl. Landesaufnahme im Anschluss an die Hauptstationen Wien und Potsdam ausgeführt worden[2]. Prof. Helmert teilt die Ergebnisse in graphischer Darstellung und in folgender Tabelle mit:

---

1) Wiener Akad. der Wissensch. 1896. 22.
2) Sitzungsber. d. k. preuss. Akad. d. Wiss. 1896. 19. p. 409.

Schwerestörungen und Lotabweichungen
von Kolberg bis zur Schneekoppe.

1. 1894	2. Geogr. Breite	3. Länge von Greenwich	4. Meereshöhe	5. g	6. Ideelle störende Schicht $\Theta = 2.4$	7. Lotabweichung in Breite a. — g.	8. Anstehendes Gestein und dergl.	9. Dichte desselben
Kolberg	54° 11.3	15° 35.8	8m	9m81471	+ 220m	+ 1″.4	Sand	2
Bartin	54 6.4	42.0	60	450	+ 190	+ 2.7	Jurakalk	2.57
Klorberg . . .	53 51.8	48.0	177	406	+ 230	+ 3.3	Sand	2
Kleistberg . . .	53 28.3	29.6	180	340	— 70	— 0.4	«	2
Arnswalde . .	53 10.1	25.8	60	339	— 90	+ 2.0	«	2
Sehlsgrund . .	52 52.8	48.0	109	296	— 160	+ 4.8	«	2
Goray	52 35.3	43.4	114	288	+ 30	+ 8.9	«	2
Tirschtiegel . .	52 22.2	52.4	53	284	+ 40	+ 9.4	«	2
Bomst	52 9.8	51.3	75	288	+ 310	+ 10.4	«	2
Grünbergshöhe	51 56.3	31.7	200	243	+ 340	+ 7.4	«	2
Neustädtel . .	51 41.6	44.0	93	244	+ 310	+ 6.4	«	2
Wolfersdorf . .	51 27.9	49.2	189	212	+ 430	+ 4.7	Diluvialer Sand	1.8
Gröditzberg . .	51 10.7	45.7	393	118	+ 140	+ 5.0	Basaltkegel mit Bundsandstein im S.	2.75 } 2.30 } zur Red. diente 2.53
Ludwigsdorf .	50 58.5	46.2	608	049	0	+ 4.6	Silurisch. Thonschiefer im SW Quadersandstein	2.80 } 2.30 } zur Red. diente 2.80
Grunau	50 55.6	45.2	358	080	— 90	+ 3.1	Diluvialer Lehm	2.3
Cunersdorf . .	50 53.4	43.8	343	068	— 240	+ 6.6	Granitit	2.7
Stonsdorf . . .	50 51.8	44.2	390	055	— 250	+ 9.0	«	2.65
Seidorf	50 49.6	43.5	383	054	— 230	+ 12.9	Porphyr	2.6
Giersdorf . . .	50 48.4	44.4	785	9.80973	— 160	+ 15.4	Granitit	2.65
Querseifen . .	50 46.9	45.1	728	993	— 100	+ 16.8	«	2.65
Alter Bruch .	50 46.0	44.6	917	948	— 150	+ 18.1	«	2.65
Schneekoppe .	50 44.3	44.6	1605	794	— 170	+ 11.6	« im SW Glimmerschiefer	2.65 } 2.80 } zur Red. diente 2.73

Es ergiebt sich, dass auf der bezeichneten Linie von Kolberg über Arnswalde, Gröditzberg, Grunau, Giersdorf zur Schneekoppe erhebliche Schwerestörungen und Lotabweichungen vorhanden sind. Die Schwerestörungen zeigen sich bald als zu grosse (+), bald als zu geringe (—) Schwere im Vergleich mit einem regelmässigen Verlauf derselben, und man kann die zu grosse Schwere an einem Punkte zurückführen auf die Anziehung einer unterirdischen, dichtern Masse, die zu geringe Schwere auf unterirdische Massendefekte. Die Dicke dieser Störungsschicht kann man unter Annahmen für die Dichte, wie Prof. Helmert gezeigt hat, berechnen. Hiernach findet derselbe für die Dicke der Schicht, die auf der pommerschen Seenplatte die Schwere vergrössert, 210 *m*, vom Kleistberge bis zum Thale der Netze ist ein unterirdischer Massendefekt von 100 *m* Dicke anzunehmen. Von Bomst unter dem Oderthal weg, bis 20 *km* nördlich vom Gröditzberg, ist trotz des sandigen Bodens an der Oberfläche eine schwere unterirdische Schicht von über 300 *m* Dicke vorhanden. Anderseits verhindert der schwere Basalt des Gröditzberges und der ebenso schwere silurische Thonschiefer in Ludwigsdorf nicht eine allmähliche Abnahme der Dicke dieser Störungs-

schicht bis auf Null. Weiterhin zeigt sich ein unterirdischer Massendefekt von durchschnittlich 200 *m* Dicke, bis unter der Schneekoppe, und auch hier ist eine Beziehung zu der Beschaffenheit des Bodens an der Erdoberfläche nicht zu erkennen. Man könnte hieraus, bemerkt Prof. Helmert, wie aus dem teilweise ziemlich raschen Wechsel des Betrages für die Dicke der unterirdischen störenden Schicht schliessen, dass die wirklichen Störungsmassen zwar nicht nahe an der Oberfläche, aber auch nicht tiefer als vielleicht 20 oder 30 *km* lägen. Da indessen die Thatsachen durch sehr viele verschiedene Annahmen über die wirklichen Störungsmassen erklärbar sind, so müsse man mit solchen Deutungen sehr vorsichtig sein. Nichtsdestoweniger können dieselben nützlich werden, wenn von anderer Seite her noch wissenschaftliche Beobachtungen oder Hypothesen hinzutreten. Was die Lotablenkungen anbelangt, so macht sich in der Nähe des Gebirges dessen Anziehung sehr deutlich geltend. Der grösste Betrag, um welchen das Bleilot aus der Senkrechten abgelenkt erscheint, fand sich in 917 *m* Höhe auf der Station Alter Bruch am Hange der Schneekoppe, er beträgt 18i″ in der Meridianrichtung. Auf der Koppe selbst ist die Ablenkung geringer, da hier die südlich gelegenen Massen einwirken.

Prof. Helmert hat die Ergebnisse der Untersuchungen auf einer Tafel graphisch zum Ausdruck gebracht[1]), die hier auf Tafel 2 reproduziert ist. In derselben hat er die Störungsschicht etwas unterhalb des Meeresniveaus dargestellt, und zwar nach v. Sterneck's Vorgang von einer horizontalen Mittellinie aus gleichförmig nach oben und unten. Die Lotablenkungen sind in der Zeichnung ebenfalls eingetragen, und zwar als Ordinaten auf derselben Abscissenaxe wie das Erdprofil, und die Endpunkte sind durch eine gestrichelte Linie verbunden. Ein positiver Ordinatenwert bezeichnet Anziehung von der rechten Hand, von Süden her.

Relative Schweremessungen in der Schweiz sind von Dr. J. B. Messerschmitt mit dem Sterneck'schen Pendelapparat für relative Bestimmungen ausgeführt worden, über die er nunmehr berichtet[2]).

Die in der unten folgenden Zusammenstellung gegebenen Werte sind alle auf diesem Wege vom Verf. bestimmt worden, und hat derselbe bei der Berechnung die Beschleunigung der Schwere von Zürich $g = 9.806\,88$ *m* zu grunde gelegt, welcher Wert aus den in Wien und Zürich angestellten Messungen folgte, um sie direkt mit den von v. Sterneck in Österreich so zahlreich ausgeführten vergleichbar zu machen. Es ist dabei von der absolut be-

---

[1]) Veröffentlichungen des k. pr. geod. Inst. Bestimmung der Polhöhe und Intensität der Schwerkraft auf 22 Stationen von der Ostsee bis zur Schneekoppe. Berlin 1896.

[2]) Vierteljahrsschrift d. naturf. Ges. in Zürich. 41. Jubelb. 2.

Verzeichnis der mit dem Sterneck'schen Pendelapparate ausgeführten Schweremessungen.

Station	φ	λ	H	g	$g - \gamma$	$g_0 - \gamma_0$
			m	*m*	*m*	*m*
Genf	46°12′	6° 9′	405	9,80 603	+ 0,000 22	— 0,000 18
Lausanne	46 31	6 38	530	618	+ 46	— 1
Naye	46 26	7 0	1987	238	+ 123	— 66
Freiburg	46 48	7 8	630	603	+ 37	— 19
Neuenburg	47 0	6 57	487	669	+ 40	— 11
Bern	46 57	7 26	572	610	+ 11	— 45
Escholzmatt	46 55	7 56	851	524	+ 19	— 65
Burgdorf	47 4	7 37	561	620	+ 12	— 46
Zofingen	47 17	7 57	428	663	— 7	— 47
Wiesenberg	47 24	7 53	1000	640	+ 134	+ 32
Waldenburg	47 23	7 47	541	678	+ 35	— 20
Liestal	47 29	7 45	331	786	+ 68	+ 33
Basel	47 34	7 35	267	801	+ 55	+ 31
Rheinfelden	47 33	7 47	285	784	+ 45	+ 17
Egg bei Säckingen	47 35	7 58	713	624	+ 15	— 62
Laufenburg	47 34	8 4	319	740	+ 10	— 24
Achenberg	47 35	8 16	508	759	+ 84	+ 28
Eglisau	47 34	8 31	380	729	+ 16	— 17
Schaffhausen	47 42	8 38	435	747	+ 40	— 7
Singen	47 46	8 50	437	703	— 8	— 47
Hohentwiel	47 46	8 49	686	690	+ 54	+ 0
Konstanz	47 40	9 11	406	717	+ 4	— 35
Hersberg	47 40	9 21	450	707	+ 8	— 33
Bregenz	47 29	9 41	402	670	— 37	— 63
Dornbirn	47 25	9 44	431	645	— 38	— 75
Götzis	47 20	9 38	428	682	+ 6	— 29
Feldkirch	47 15	9 36	459	640	— 19	— 59
St. Gallen	47 26	9 23	668	606	— 2	— 67
Nollen	47 30	9 7	732	638	+ 41	— 26
Hörnli	47 22	8 57	1133	432	— 30	— 134
Lichtensteig	47 19	9 5	619	619	+ 3	— 55
Uznach	47 13	8 59	420	630	— 39	— 75
Zürich	47 23	8 33	466	688	+ 18	— 27
Effretikon	47 26	8 41	510	675	+ 18	— 31
Lägern	47 29	8 24	852	589	+ 29	— 52
Wettingen	47 27	8 19	380	675	— 27	— 59
Homberg	47 17	8 11	771	608	+ 50	— 25
Recketschwand	47 6	8 10	833	545	+ 22	— 58
Mettmenstetten	47 15	8 28	460	648	— 9	— 56
Luzern	47 3	8 18	457	635	— 5	— 46
Dreilinden	47 4	8 19	525	619	— 2	— 50
Sarnen	46 54	8 15	476	630	+ 9	— 33
Hammetschwand	47 0	8 24	1128	440	+ 9	— 86
Seewen	47 2	8 38	461	608	— 30	— 72
Amsteg	46 46	8 40	524	475	— 119	— 125
Göschenen	46 40	8 35	1097	371	— 35	— 118
Andermatt	46 39	8 36	1437	352	+ 55	— 86
Biasca	46 21	8 58	295	537	— 91	— 75
Giubiasco	46 10	9 0	233	617	— 14	— 30
Lugano	46 0	8 57	276	613	+ 10	— 14
Genereso	45 56	9 1	1612	322	+ 137	— 5
Capolago	45 54	8 59	278	598	+ 5	— 7

stimmten Länge des Sekundenpendels durch v. Oppolzer ausgegangen worden. Die absoluten Messungen des Verf. ergaben g = 9.806 75 *m*. Eine Änderung dieser Ausgangszahl fällt übrigens bei den Vergleichungen heraus, da sich dadurch alle abgeleiteten Werte um den gleichen Betrag ändern.

Helmert[1]) hat aus einer grossen Anzahl Pendelmessungen einen theoretischen Wert für die Schwere abgeleitet:

$$\gamma = 9.7800\ (1 + 0.005\,310 \sin^2 \varphi) \left(1 - \frac{2\,H}{R}\right)$$

worin φ die geographische Breite, H die Meereshöhe und R einen mittlern Erdradius bedeutet. Die vorstehende Tabelle giebt die Unterschiede zwischen den beobachteten g und den berechneten Werten $g - \gamma$. Weiterhin bedeutet in derselben λ die Länge östlich von Greenwich.

Für die weitere Verwertung des so gewonnenen Materiales müssen alle Werte auf die gleiche Fläche (Meereshöhe) reduziert werden. Hierbei sind die unterhalb der Station und die etwa in der Nähe befindlichen überragenden Terrainmassen zu berücksichtigen, wobei das Verhältnis der Dichte des sie bildenden Gesteins zur Dichte der ganzen Erde in Frage kommt. Obwohl man dieses Verhältnis nur angenähert kennt, entstehen dadurch keine für das allgemeine Resultat störenden Unzulänglichkeiten, indem plausible Änderungen in der angenommenen Dichte nur wenige Hundertstel Millimeter im Resultate ändern.

Die Differenzen zwischen den so auf Meereshöhe reduzierten Beobachtungen g_0 und den theoretischen Werten γ_0 sind in der letzten Reihe angegeben. Man kann deren Unsicherheit auf $\pm$ 0.000 15 *m* schätzen, welcher Betrag bei den vielen in Betracht kommenden Fehlerquellen genügend klein ist, um aus den gefundenen Unterschieden weitere Schlüsse zu gestatten. Ausserdem bürgt für die Güte der Zahlen die gleichmässige Veränderung, welche die Schwere von Ort zu Ort zeigt. Auch sind mehrere Kontrollbeobachtungen ausgeführt worden, so in Genf, in Basel, in Luzern und Feldkirch. An letzterm Ort fand v. Sterneck einen um nur 0.000 07 *m* grössern Wert als Verf.

Die Stationen Götzis, Dornbirn und Bregenz sind der Vollständigkeit halber den Beobachtungen Sterneck's entnommen worden. Der vom Verf. in Götzis erhaltene Wert $g_0 - \gamma_0 = -0.001\,13$ *m* ist durch das Mitschwingen des benutzten Stativs, eines aus unbehauenen Steinen mit Gips provisorisch zusammengebauten Pfeilers, gestört, weshalb von Verf. das gleichzeitig von v. Sterneck erhaltene Ergebnis ebenfalls angeführt worden ist.

Die hier mitgeteilten Pendelmessungen liefern die folgenden Ergebnisse: »In dem ebenen Teile der Westschweiz, bei Genf,

---

[1]) Helmert, Die math. und phys. Theorien der höhern Geodäsie. Leipzig 1884. 2.

Schwerestörungen und Lotabweichung

Von Profess

Meereshöhen des Erdprofils.

+20'
+18'
1600m +16'
1400m +14'
1200m +12'
1000m +10'
800m +8'
600m +6'
400m +4'
200m +2'
0m 0'
-2'

Kolberg
Bartin
Klorberg
Kleistberg
Arnswalde
Schlosgrund
Garay

Pommersche Seeenplatte
Ostsee
Netze
Warthe

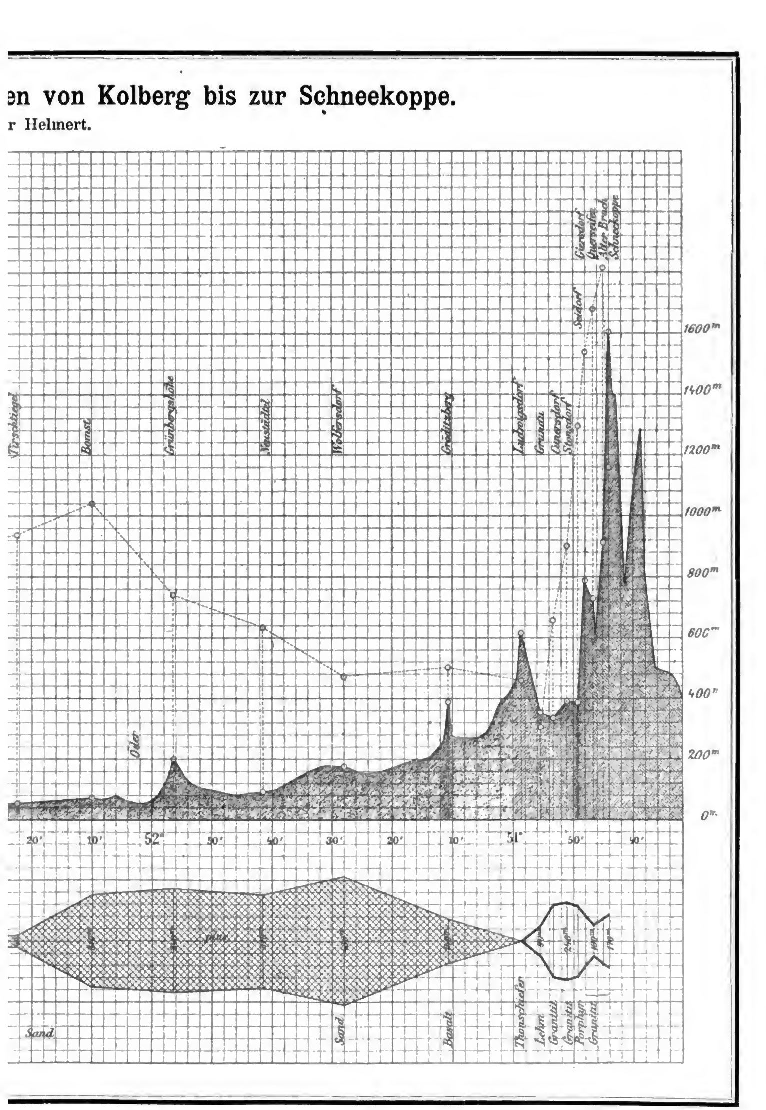
10' 54° 50' 40' 30' 20' 10' 53° 50' 40' 30'

Störungs-Massen.

plus
minus

Sand
Sand
Sand

Ed. H. Mayer's Verlag in Leipzig.


en von Kolberg bis zur Schneekoppe.
r Helmert.
Bomst
Grünbergshöhe
Wolfersdorf
Gröditzberg
Seidorf
Giersdorf
Alter Bruch
Schneekoppe
Oder
1600m
1400m
1200m
1000m
800m
600m
400m
200m
0m
20'
10'
52°
50'
40'
30'
20'
10'
51°
50'
40'
Sand
Sand
Basalt
Thonschiefer
Lehm
Granitit
Porphyr

Lausanne, Neuenburg und Freiburg ist die Schwere um weniges geringer ($g_0 - \gamma_0 = -0.10$ bis -0.20 *mm*) als die normale gefunden worden, im Gebirge, z. B. auf Naye, dagegen bedeutend kleiner. Weiter östlich, der Hochebene folgend, bei Bern, Burgdorf bis Zürich und Effretikon ist die Differenz — 0.30 bis — 0.50 *mm*. Dem Rhein entlang von Feldkirch, im Anschluss an die Messungen des Herrn v. Sterneck in Tyrol, bis Bregenz findet sich ein noch grösserer Unterschied von — 0.60 bis — 0.70 *mm*, am Bodensee bis Singen etwa — 0 40 bis — 0.50 mm. Dann wird die Differenz rheinabwärts kleiner, von Schaffhausen bis Laufenburg — 0.10 bis — 0.30 *mm* und geht in der Gegend von Säckingen in einen positiven Wert über. In Rheinfelden, Basel, Liestal, auf dem Wiesenberg und auf dem Achenberg ist ein positiver Unterschied (+ 0.15 bis + 0.30 *mm*) gefunden worden, während in Waldenburg, etwa 11 *km* südlich von Liestal und in Zofingen, etwa 15 *km* südlich von Wiesenberg, sich ein negativer ergab.

Auf dem östlichen Jura (Lägern) und bei Wettingen ist die Differenz $g_0 - \gamma_0$ gleich — 0.50 bis — 0.60 *mm*. Weiter südlich im Emmenthal in der Gegend des Hallwilersees, bei Luzern, Sarnen und Seewen steigt der Unterschied auf — 0.70 *mm*, noch südlicher, dem Gotthard hinauf, wächst er noch mehr und scheint in der Gegend von Amsteg (— 1.25 *mm*) ein Maximum zu erreichen. Südlicher davon, in Göschenen, Andermatt und Biasca, werden die Differenzen wieder kleiner (— 1.10 bis — 0.80 *mm*), noch südlicher, am Einfluss des Tessin in den Langensee und am Luganersee, fallen sie auf — 0.15 bis — 0.05 *mm*. Es ist dadurch die gleiche Zunahme in den Differenzen gegen das Gebirge hin und die gleiche Abnahme gegen Süden hin in diesem Teile der Alpen gefunden worden, wie sie Herr v. Sterneck in Tyrol erhalten hat, welcher in den südlichen Ausläufern in der Gegend von Mori, Riva bis gegen Trient positive Werte von $g_0 - \gamma_0$ fand, die er mit dem dort befindlichen Trümmerfelde, genannt Salvini di San Marco, in Beziehung setzen zu müssen glaubt.

In der Ostschweiz, bei St. Gallen, Lichtensteig u. s. w. sind entsprechend den Zahlen am Bodensee, im Rheinthal und bei Zürich negative Abweichungen im Betrage von — 0.50 bis — 1.30 *mm* gefunden worden.

Einen auffallenden Unterschied bilden die Messungen auf dem Hohentwiel, für welche ein kleiner positiver Wert erhalten wurde, gegenüber denjenigen in Singen, für welche sich ein negativer ergab. Man kann diese Anomalie auf die dichten vulkanischen Phonolithmassen jenes Berges zurückführen.

Ein grösserer Sprung findet sich auch zwischen den Messungen im Rheinthal bei Laufenburg bis Basel einerseits und an dem im Schwarzwalde gelegenen Punkte Egg bei Säckingen anderseits. Eine ähnlich starke Differenz findet v. Sterneck südlich von Lemberg, für welche Gegend eine grössere Anzahl Beobachtungen, einander

kontrollierend, das Resultat sichern. Da hier nur auf einem Punkte im Schwarzwalde gemessen wurde, ist eine Kontrolle vorerst noch wünschenswert, da ja verborgen gebliebene Fehler nicht ausgeschlossen sind. So würde ein Mitschwingen des Stativs in Egg die Beobachtungen im gleichen Sinne beeinflussen, wie es die Differenz angiebt. Es sind auch von badischer Seite in dieser Gegend Messungen in Aussicht genommen. Für Basel mit seinen mehrfachen Kontrollen ist der positive Unterschied als gesichert anzusehen. Die Richtigkeit der Beobachtungen in Egg vorausgesetzt, lassen sie auf einen erheblichen Massendefekt unterhalb des Schwarzwaldes schliessen.

Geologisch kann man sich nämlich die negativen Differenzen als Massendefekte, die positiven als Massenüberschuss vorstellen. Hierbei dürfen die störenden Schichten in nicht sehr grossen Tiefen gedacht werden, da sich sonst die starken Änderungen auf verhältnismässig kurzen Entfernungen nicht erklären lassen. Um eine Vorstellung über die allfällig anzunehmenden Störungsmassen zu bekommen, kann man sie sich auf Meereshöhe kondensiert denken, wobei ihnen eine Schichtendicke zuzuschreiben wäre, welche in Metern das Zehnfache der gefundenen Differenzen (in Hundertstel Millimetern ausgedrückt) beträgt, entsprechend einer Gesteindichte von 2.5. Um z. B. den positiven Unterschied in der Gegend von Basel zu deuten, müsste man sich zur Erklärung dort eine Gesteinsschicht von etwa 250 *m* bis 300 *m* Dicke, bei einer Dichte von 2.5 in Meereshöhe hinzugefügt denken. In der That befindet sich hier eine grosse Verwerfung, welche westlich vom Werrathal an sich gegen Basel erstreckt. Sie würde ihren Einfluss noch bis gegen Liestal und den Wiesenberg ausüben.

Alle andern Orte erscheinen unterirdisch kompensiert, und zwar nahezu entsprechend den sichtbaren Gebirgsmassen; deshalb sind im Gebirge bedeutend grössere negative Unterschiede, wie in den mehr flachen Gegenden gefunden worden. Zur Erklärung dieser Kompensation hat man anzunehmen, dass weniger dichtes Gestein in grössern Tiefen als anderweitig vorkommen müsse. Die gleiche Erscheinung wie die schweizerischen und österreichischen Alpen[1]) zeigen auch der Himalaya, der Kaukasus, die Cordillieren u. s. w., indem nach Abzug der Gebirgsmassen eine kleinere als die theoretische Schwere gefunden wird, was also auf einen unterirdischen Massendefekt in den obern Schichten der Erdrinde hinweist.

Entgegengesetzt hierzu wird auf den von den Kontinenten entferntern Inseln eine grössere als die theoretische Schwere gefunden. Der Überschuss der Schwerkraft kann hier nur darauf zurückgeführt

[1]) Vergl. die verschiedenen Publikationen des Herrn v. Sterneck in den Mitteilungen des k. und k. mil.-geogr. Institutes in Wien, ferner: Helmert, die Schwerkraft im Hochgebirg, Veröff. d. k. pr. geod. Inst. Berlin 1890; Rel. Schwerbestimmungen, ausgeführt durch die k. und k. Kriegsmarine, Wien 1895, und andere.

werden, dass in der Erdrinde bei den Inseln im Vergleich zu den kontinentalen Gegenden eine Massenanhäufung statt hat. Inwieweit dieser Überschuss auf Rechnung der Inselpfeiler zu setzen ist, oder ob unter dem Meeresboden eine allgemeine Massenanhäufung anzunehmen ist, welcher ein Massendefekt unter den Kontinenten entspräche, lässt sich erst durch Schweremessungen auf dem Meere entscheiden. Es sind deshalb auch bereits Untersuchungen im Gange, um hierzu geeignete Apparate zu konstruieren, von welchen zu wünschen ist, dass sie von Erfolg begleitet sein mögen.«

Untersuchungen über die Schwere in der Grube Sala haben Rosén und Dr. R. Larssen ausgeführt [1]), und zwar mit dem v. Sterneck'schen Apparat für relative Bestimmungen.

Die Grube Sala ist eine der tiefsten in Schweden, sie geht etwa 300 *m* unter die Erdoberfläche, und da diese etwa 72 *m* über dem Meere liegt, ist also diese Grube in der That die tiefste unter der Meeresfläche. Die Bergart ist sehr homogen und besteht fast ausschliesslich aus Dolomit.

Die Beobachtungslokale unter der Erdoberfläche waren in der Nähe vom Schachte Karls XI. gelegen, welcher Schacht in vollkommen senkrechter Richtung bis zu etwa 300 *m* abgesenkt ist. Die unterste dieser beiden Stationen wurde (in Selmer's Ort) bei einer Tiefe unter dem Meere von 222 *m* und die obere (in Bonde's Ort) bei einer Tiefe von 77 *m* gewählt.

Die Beobachtungen wurden so angeordnet, dass auf jeder Station zwei Reihen von Pendelschwingungen mit einer Zwischenzeit von mehrern Stunden bewerkstelligt wurden. Nachher wurden die Beobachter und die Pendelapparate gewechselt und die Beobachtungen in derselben Weise wiederholt.

Die Ergebnisse derselben teilt Dr. Rosén ausführlich mit und ebenso das Resultat der Berechnung. Hiernach war in Bonde's Ort (in 768 *m* Tiefe unter dem Meeresniveau) die Schwingungsdauer um $0.000\,0054^s$ und in Selmer's Ort (in 219.6 *m* Tiefe) um $0.000\,0102^s$ kürzer als an der obern Station (dem Archiv in 72.1 *m* Seehöhe).

Um einen zuverlässigen Wert der Dichtigkeit der zwischen den drei Stationen befindlichen Erdschicht zu erhalten, wurde das spezifische Gewicht von 16 Proben der häufigst vorkommenden Gesteine, welche aus verschiedenen Örtern geholt sind, bestimmt und dabei das Resultat erhalten, dass die Bergmasse der Grube sehr homogen ist, und dass keine Veränderung der Dichte mit der Tiefe sich vorfindet. Als mittlere Dichtigkeit der obern Erdschichten ergab sich $d = 2.83$, ein Wert, der erheblich von dem gewöhnlich angenommenen Werte der mittlern Dichte der Erdrinde 2.56, abweicht.

---

[1]) Bihang Till. K. SV. Vet. Akad. Handl. **20.** Afd. I. Nr. 7. Stockholm 1895.

Betrachtet man die Masse der Erde als aus homogenen konzentrischen Schichten bestehend, und bezeichnet man die mittlere Dichtigkeit mit D, die mittlere Dichtigkeit der Schichte, welche zwischen einer obern und untern Station liegt, mit d, die Schwingungszeiten des Pendels an diesen Stationen resp. mit t_0 und t, den mittlern Erdhalbmesser mit r und den Höhenunterschied zwischen den beiden Stationen, d. h. die Dicke der zwischenliegenden Schicht mit h, so findet sich mit genügender Genauigkeit die Gleichung:

$$D = \frac{3\,d}{2\frac{r}{h}\left(1 - \frac{t^2}{t_0^2}\right)},$$

die für Pendel, deren Schwingungszeiten nahe gleich einer halben Sekunde sind, zu einer für die Berechnung einfachern Form transformiert werden kann:

$$D = \frac{3\,d}{2}\,\frac{1}{1 - \frac{2r}{h}(t_0 - t)},$$

Wenn man die aus dem spezifischen Gewichte der zwischen den Beobachtungsstationen liegenden Schachte folgende Dichte als die mittlere Dichte der Erdrinde annimmt, so erhält man nach dieser Gleichung aus den bisherigen Beobachtungen im Innern der Erde die in der folgenden Zusammenstellung enthaltenen Werte von D:

	h Meter	d	D	Mittel
1854 Airy	383	2.50	6.57	6.57
1883 Sterneck	267	2.75	(8.54)	
» »	516	»	5.54	
» »	748	»	5.71	5.68
» »	972	»	5.80	
1885 Sterneck	97	2.69	5.66	
» »	257	»	6.66	
» »	414	»	7.15	6.77
» »	534	»	7.60	
1890 Rosén	149	2.83	7.64	
» »	143	»	7.32	7.48
» »	292	»	7.47	

Es dürfte keinem Zweifel unterliegen, dass die Ursache der verhältnismässig grossen Abweichungen, die diese Bestimmungen der mittlern Dichtigkeit der Erde zeigen, teils und vielleicht zum grössten Teile in den Unregelmässigkeiten in der Lagerung der obern Schichten der Erdrinde zu suchen ist, teils aber auf der Unsicherheit der Schwingungszeiten des Pendels beruht. Sowohl Airy als Sterneck (Přibram 1883) haben zwar versucht, den Einfluss der Unebenheiten des Terrains bis zur Entfernung von mehrern Kilometern in Betracht zu ziehen, aber mit unerheblichem Erfolg. Man dürfte annehmen können, dass der Betrag der fraglichen Korrektionen kleiner ist als der Einfluss der Beobachtungsfehler auf das Resultat.

Diese mittels Beobachtungen im Innern der Erde bisher erhaltenen Werte der mittlern Dichte der Erde sind fast ohne Ausnahme grösser als der bis jetzt durch andere zuverlässige Methoden gefundene Wert 5.57. Das oben angegebene Resultat 1883 von der Přibram-Grube liegt diesem Werte zwar sehr nahe und scheint auch, wenn man nach dem wahrscheinlichen Fehler beurteilen darf, zuverlässig zu sein. Dasselbe dürfte jedoch etwas illusorisch sein, denn wenn man die Beobachtungen bei der Station »9 Lauf« mitnimmt, erhält man aus sämtlichen Beobachtungen bei Přibram den Wert der mittlern Dichte der Erde 6.40 ± 0.48, der auch viel besser mit den Resultaten aus den andern Gruben übereinstimmt.

Lotablenkungen auf der Insel Hawaii. Die Polhöhen-Bestimmungen, welche E. v. Preston an sieben Punkten der Insel Hawaii ausgeführt hat, haben denselben durch Vergleich mit der trigonometrischen Aufnahme Prof. Alexander's zu dem Ergebnisse geführt, dass daselbst Lotablenkungen in Breite bis zu 60″ vorkommen. Auf einer Entfernung von nur 120 *km* zwischen Kohala im Norden und Ka Lae im Süden der Insel konvergieren die Lote um 97.6″. Dies und die übrigen Lotablenkungen werden mit Recht der Einwirkung des Mauna Kea und Mauna Loa zugeschrieben [1]).

2. Oberflächengestaltung.

Veränderungen der Erdoberfläche im Umkreise des Kantons Zürich seit Mitte des 17. Jahrhunderts. Die Gelegenheit, relativ geringfügige Veränderungen an der Oberfläche irgend eines Landes seit einigen Jahrhunderten, sicher nachzuweisen, ist sehr selten, da es an genauen Karten aus frühern Zeiten fehlt. Prof. Brückner weist nun auf eine sehr genaue Karte des Kantons Zürich im Massstabe von 1:32000 hin, welche 1667 erschien, und die von J. C. Gyger in 37 jähriger mühevoller Arbeit aufgenommen wurde. Ein Vergleich dieser Karte mit den neuern, auf Brückner's Veranlassung von H. Walser ausgeführt, hat sehr interessante Resultate ergeben, über die Prof. Brückner berichtet [2]).

Überaus sorgfältig hat Gyger die kleinen Seen auf seiner Karte registriert; er unterscheidet sie überall scharf von den Sümpfen. Von den bei ihm verzeichneten 149 Seen fehlen auf den heutigen Karten nicht weniger als 73; sie sind, wie Walser im einzelnen nachweist, erloschen. In allen Fällen handelt es sich allerdings nur um kleine Seen, deren Fläche meist unter 10 *ha* betrug; ausserdem sind 16 Seen stark und 20 wenig reduziert. Unverändert erhalten haben sich nur 40 Seen. Walser stellte durch Beobachtung für 54 Seen die Ursache des Rückganges, bezw. des Erlöschens fest. Eine sehr wichtige Rolle spielen die Eingriffe des Menschen; der Übergang

---

[1]) Americ. Journ. of Science (III) **49.** p. 271.
[2]) Petermann's Mitteilungen 1896. p. 233.

vom Ackerbau zur Wiesenkultur hat veranlasst, dass eine Reihe von Seen trockengelegt und in Streuwiesen verwandelt wurden, deren Ertrag bei der Viehhaltung das mangelnde Stroh ersetzen soll. Ablassen durch natürliches Einschneiden des Abflusses spielt bei den geringen Gefällen, wie sie im Gebiete herrschen, keine Rolle, eine umso grössere dagegen die Zuschüttung durch Sinkstoffe vor allem aber das Verwachsen. Das Verwachsen ist geradezu die Hauptursache des rapiden Rückganges der kleinen Seen. Schon äusserlich sind ganz im Verwachsen begriffene Seen durch ihre kreisrunde Wasserfläche, die inmitten des Pflanzenteppichs gleichsam noch ausgespart ist, kenntlich. Auch grössere Seen verwachsen an der einen oder andern Stelle des Ufers, z. B. der See von Pfäffikon; bei diesem ist merkwürdigerweise, wie auch in einigen andern Fällen, das Verwachsen am Ausfluss am stärksten; die hier vorhandenen Schilfbestände fangen wie eine Reuse den Schlamm ab, der keine Zeit hat, im See sich ganz niederzuschlagen, und infolgedessen vom Abfluss hinausgeführt wird. Auch die Tieferlegung des Grundwasserspiegels hat einige Seen verschwinden lassen.

Die folgende Tabelle stellt Walser's Resultate zusammen:

Ursache	1667 Anzahl der Seen	Davon sind heute erloschen	stark reduziert	wenig reduziert
1. Künstliches Eingreifen	14	11	1	2
2. Zuschüttung	10	5	2	3
3. Verwachsen	13	3	3	7
4. Kombination von 2 und 3	7	1	1	5
5. Kombination von 2 u. 3, sowie von Einsickern	10	5	5	—

Dieses rapide, in den letzten Jahrhunderten durch den Menschen allerdings stark beschleunigte Zurückgehen der Seen zeigt, dass die seebildenden Faktoren hier so ziemlich erloschen sind. Die Seen stammen eben zum allergrössten Teil aus einer andern geologischen Epoche, sie sind in der letzten Eiszeit entstanden. Dafür spricht auch die Thatsache, dass alle Seen natürlichen Ursprunges in unserm Gebiet — von den Altwassern abgesehen — innerhalb der Grenzen der letzten Vergletscherung liegen, vor allem aber der geologische Befund.

Gyger hat auf seiner Karte den Wald mit Sorgfalt dargestellt; die Umrisse, die er ihm giebt. zeigen oft Einzelheiten, die sich noch heute in den Waldgrenzen finden. So bot sich auch eine Gelegenheit, die in allen möglichen Variationen so oft vorgetragene Behauptung von der stetig zunehmenden Entwaldung der Kulturländer Europas für ein kleines Gebiet zu prüfen. Walser that das, indem er die Waldgrenzen der Gyger-Karte auf die Siegfried-Karte übertrug und das Gyger'sche Waldareal dann hier ausmass. Dabei beschränkte er sich ganz auf das Gebiet des heutigen Kantons, das am genauesten dargestellt ist. Er fand für das Jahr 1650, das als mittlerer Zeitpunkt der Erstellung der Gyger-Karte gelten kann, ein Waldareal

von 53 000 *ha*, während die Züricher Landwirtschaftsstatistik für 1891 48 000 *ha* angiebt. Es hat sich also der Wald in 240 Jahren nur um 5000 *ha* oder um rund 10 Proz. seiner Fläche vermindert. Das ist auffallend wenig; wie wenig, wird erst klar, wenn wir das Waldareal in Prozenten der Fläche ausdrücken. 1650 war der Kanton Zürich zu 30.7 Proz. mit Wald bestanden, 1891 zu 27.85 Proz., so dass also in 240 Jahren nur 2.85 Proz. der Fläche entwaldet worden sind. Am meisten Wald ist im Gebiet der Jona gefallen (25 Proz. des Waldes von 1650), während der Wald der Nordwestecke des Kantons und des Gebietes der untern Töss sich ziemlich unverändert erhalten hat.

Immerhin decken sich die Waldkarten von einst und jetzt nicht vollkommen; vielmehr haben sich gesetzmässige Verschiebungen des Waldareals vollzogen. Auf den heutigen Inundationsflächen der Flüsse hat der Wald erheblich an Fläche gewonnen, während er auf Terrassenflächen die stets guten Boden für Äcker und Wiesen boten, stark gelichtet worden ist. Auch auf steilen Böschungen hat sich der Wald gehalten; nur hier und da ist er bei Südexposition der Rebe gewichen. An den Gehängen des Sihlthales am Albis, am Irschel gegen den Rhein und an andern Orten hat er sogar erheblich zugenommen.

Das Endergebnis ist dahin zusammenzufassen, dass ein starker Rückgang der Seen, keine nennenswerte Verminderung des Waldes und eine erhebliche Ausdehnung der Weinkultur stattfand.

Über Terrainbewegungen bei Bruck und Imming im vordern Zillerthale verbreitet sich J. Blaas[1]). Nahe dem Ausgange des Zillerthales am Westfusse des Reither Kogels auf einer vorspringenden, niedrigen Terrasse liegt das Dörfchen Bruck; etwa 1.3 *km* weiter südlich davon die Fraktion Imming. In der Nacht vom 8. auf den 9. März 1896 löste sich am Gehänge oberhalb Bruck plötzlich und unerwartet eine Partie des steilen, dichtbewaldeten Terrains ab, und eine teils schlammige, teils steinige Masse ergoss sich in das Dorf, einige Häuser und die Kirche zum Teile übermuhrend und mehrere Grundstücke verwüstend. An den folgenden Tagen traten Nachschübe von den höhern Teilen des Gehänges ein, so dass dasselbe bis etwa 200 *m* über dem Orte entblösst wurde. Mit dem Schlammstrome stürzten mehrere grosse erratische Blöcke und die mächtigen Fichten- und Tannenstämme zu Thal. Dann trat Ruhe ein, insofern wenigstens, als neue Abstürze nicht mehr erfolgten. Dagegen öffneten sich seitlich und über dem Rutsche zahlreiche, zum Teil weit klaffende Spalten im Schlammboden, mehrere Stämme sind in letzter Zeit gestürzt, andere neigen sich bedenklich, und viele Partien in der Umgebung der geschaffenen Entblössung machen den Eindruck, als ob sie im

---

[1]) Verhandlungen der k. k. geologischen Reichsanstalt 1896. Nr. 7—8.

nächsten Momente zu Falle kämen. Im Rutschgebiete tritt reichlich Wasser an verschiedenen Stellen aus. In den ersten Tagen der Terrainbewegung war dies noch lebhafter der Fall, an mehrern Punkten wurden damals armdicke, hervorschiessende Wasserstrahlen beobachtet, und zwar an Orten, wo früher kein Wasser gesehen wurde.

Oberhalb Imming, wo die Rutschungen ungefähr um dieselbe Zeit eintraten, zeigen sich ähnliche Verhältnisse, nur dass das Terrain nicht bewaldet und viel weniger steil ist. Die Temperatur des austretenden Quellwassers, 8.5°, lässt auf grössere Tiefen des Reservoirs schliessen und gestattet die Annahme, es sei unmittelbar eingesessenes Schneeschmelzwasser, durchaus nicht.

Zum Verständnisse der Ursachen der Terrainbewegungen ist ein Blick auf die geologischen Verhältnisse der Gegend notwendig. Der Bergrücken, welcher den Ausgang des Zillerthales im Osten begrenzt, besteht aus grüngrauen, dünnplattigen, splittrigen, palaeozoischen Schiefern (Wildschönauer Schiefer) und weissem, massigem, grossklüftigem Dolomite, sogenanntem erzführenden »Schwazer Dolomite«. Der Dolomit ruht auf dem Schiefer, der in Form eines Gewölbes aufgebogen ist, dessen Axe sich von West nach Ost erstreckt, also quer gegen das Gebirge gerichtet ist. Der Dolomit bedeckt nur einen Teil des Gewölbescheitels, die Hauptmasse ruht auf dem gegen das Innthal abfallenden nördlichen Gewölbeschenkel, dessen rasche Absenkung gerade über Bruck beginnt, so dass an dieser Stelle die Schiefer, eben wegen der plötzlichen Biegung, ausserordentlich stark zerklüftet und zersplittert sind.

Verfällt der Schiefer schon vermöge seiner Zusammensetzung und Struktur leicht einer starken Verwitterung, welche ihn zu einer weichen, thonigen Masse umwandelt, so hat an dieser Stelle die erwähnte mechanische Zersplitterung, sowie die reichliche Durchtränkung mit Quellwasser diese Prozesse noch besonders gefördert. Hierdurch wurde stellenweise eine 1 bis 20 *m* mächtige, thonigsteinige Schutt- und Schlammdecke über dem anstehenden Gesteine geschaffen, in welche die eiszeitlichen Gletscher da und dort mächtige Blöcke eingesenkt haben. Diese Schuttdecke ermöglichte trotz der steilen Böschung, die bei Bruck 45° erreicht, einen dichten Waldbestand.

Wie oben angedeutet wurde, treten in der Umgebung von Bruck und Imming allerorts reichlich, wenn auch nicht bedeutende Quellen hervor, besonders häufig am Fusse des Gebirges. Im Dorfe Bruck selbst gehen aus der Schuttmasse, welche, wie erwähnt, dem Gebirge vorgelagert ist und das Dorf trägt, an vielen Stellen Wasseradern aus, die einen in den Schutt eingegrabenen Bach erzeugen, dem von den höhern Teilen des Bergrückens allenthalben kleine Wasserfäden zueilen.

Nach dem Mitgeteilten liegen die Ursachen der Rutschungen vollkommen klar vor Augen. Sie sind in der reichlichen Durch-

tränkung des Gebirges mit Quellwasser in Verbindung mit der hervorgehobenen Gesteinsbeschaffenheit, der schlammigen Verwitterungsdecke und der Steilheit der Gehänge zu suchen. Die von der Schneeschmelze und reichlichen Niederschlägen herrührenden, in den Boden eindringenden Wassermengen folgen den Spalten des Gesteins in die Tiefe und speisen die erwähnten, zahlreichen Quellen. In der Regel werden die vorhandenen Ausläufe den Zufluss bewältigen können. Wird aber die Wasserzufuhr, wie dies im Frühjahre 1896 infolge grosser, schmelzender Schneemassen und reichlicher Niederschläge der Fall war, ausserordentlich gross, so vermögen die tiefern Austrittspunkte das Wasser nicht mehr abzuführen. Daher steigt dasselbe in den Spalten und zwischen der Schuttdecke und dem unterliegenden, festen Gestein empor und sucht sich einen Ausweg. Da es im schlammigen Schutte, den es nach und nach durchtränkt, und dessen Gewicht es bedeutend vermehrt, einen erheblichen Widerstand findet, steigt sein Druck ausserordentlich; es lockert so den Zusammenhang mit der Gesteinsunterlage, treibt die Decke stellenweise empor, verrückt die Basis der mächtigen Baumstämme, die sich mehr und mehr neigen und den Zusammenhang der Schlammdecke mit dem Untergrunde noch mehr lockern. So ist es begreiflich, dass das Wasser endlich an einer Stelle den Widerstand überwindet, mit Gewalt hervorbricht und den Schutt zum Sturze bringt. Es mochte anfänglich vielleicht nur eine kleine Partie gewesen sein, die in Bewegung geriet, allein ihre Entfernung beraubte die darüberliegenden Massen ihrer Stütze, so dass diese nachrückten und ihrerseits wieder Anlass zur Bewegung der nächst höhern gegeben haben und wahrscheinlich noch geben werden.

Dass Ereignisse ähnlichen oder richtiger gesagt viel grössern Umfanges in früherer Zeit an dieser Stelle stattgefunden haben, das beweist der ausgedehnte Schutthügel, auf welchem Bruck steht. Dass diese Massen vom Ziller, der nahe an sie herantritt, nicht entfernt wurden, mag seinen Grund darin haben, weil sich dieselben, wie es scheint, gegen letztern hin an eine Felsbarrière anlehnen, durch die sie geschützt werden. Diese Felsbarrière verhindert aber anderseits das rasche Absinken des in den Schutt eintretenden Quellwassers, woher es erklärlich wird, dass der Boden in der Umgebung von Bruck feucht und versumpft ist. Die in früherer Zeit abgestürzten Wasser mögen das Gehänge auf lange Zeit hin vom Verwitterungsschutte befreit haben, nunmehr aber hat sich dieser wieder angesammelt und geht daher mit den Resten des frühern den Weg, den seine Vorfahren gegangen sind.

Die Karpathen sind von Prof. A. Rehmann in einem grossen Werke (in polnischer Sprache) dargestellt worden, von welchem Dr. E. v. Romer eine eingehende Besprechung giebt[1]).

---

[1]) Mitteilungen d. k. k. geogr. Ges. in Wien. 1886. p. 251 u. s. f.

Die Karpathen breiten sich am stärksten am westlichen und am östlichen Arme des grossen Bogens aus, in der Mitte desselben ist das Gebirge bedeutend eingeengt, indem mit den Thälern der Topla, Ondava und Laborcz vom Süden her eine tiefe Bucht der Niederungarischen Ebene ins Gebirge hinein dringt, vom Norden eine enge Zunge der Podolischen-Platte bis an die Karpathen heranstösst. Westlich von dieser Zone sind der orographische Bau, die hydrographischen Verhältnisse, ja sogar die geologische Zusammensetzung ganz anders, als im östlichen Karpathenlande. Die wichtige Einteilung in West- und Ostkarpathen liegt also in der Natur des Gebirges begründet; es handelt sich aber um eine näher bezeichnete Abgrenzungslinie. Am besten eignet sich dazu unter den vielen tiefen Sätteln in diesem Teile des Gebirges der Beskidenpass (685 *m*). Die Linie Laborcz, Beskidenpass, Oslawica, Oslawa, Strwiąż entspricht am besten den hydrographischen Verhältnissen (scheidet beinahe vollkommen das Dniester- vom Weichselgebiete) und findet auch im orographischen Baue Begründung.

Diese beiden Abteilungen der Karpathen setzen sich aus einer Anzahl Ketten zusammen, welche von einander durch ein Netz von hydrographischen Linien getrennt sind. Die grösste, so zu sagen vollständigste Kette ist beiden, den West- und Ostkarpathen gemeinsam; es ist die äussere Sandsteinkette.

Der orographische Bau und das hydrographische Netz der Westkarpathen ist insofern recht eigentümlich, als sie eine Anzahl Längsthäler aufweisen; die lokale Wasserscheide schneidet die Westkarpathen senkrecht zu ihrer Hauptaxe, läuft also von der Babia-Góra beinahe meridional bis an das Donauknie bei Waitzen. Westlich von dieser Linie fliessen: Waag, Neutra, Gran und Eipel, östlich: Dunajec, Poprad (und in seiner Verlängerung Hernad), Sajo und Rima ab. Die westlichen Flüsse entsprechen den östlichen in einer solchen Weise, dass sie paarweise die Richtungen der Hauptsenkungslinien bezeichnen, also fünf Ketten der Westkarpathen von einander scheiden. Es muss aber betont werden, dass die Hauptflüsse der Westkarpathen nicht immer die Richtung einer Senkungslinie behalten, sondern in mehrern Durchbrüchen in eine andere Linie übergehen, in welchem Falle ein Nebenfluss die Richtung der Senkung aufweist. Dieser Umstand, wie auch die, die Thallinie durchsetzenden Querriegel, erschweren das Verständnis des verworrenen Gebäudes der Westkarpathen. Diese Unregelmässigkeit wird in den Westkarpathen, östlich von der lokalen Wasserscheide, noch vermehrt durch die gewaltigen Störungen, welche dieses Gebirge durch eine grosse Dislokation erlitten hat. Diese Dislokation hat eine Senkung des Gebirges auf einem grossen Raume nach sich gezogen, und in ihr liegt die tektonische Begründung der orographisch berechtigten Einteilung der Ost- und Westkarpathen.

Von den Ostkarpathen könnte man im allgemeinen sagen, dass sie bloss die Fortsetzung der ersten Sandsteinkette der Karpathen

bilden. Bezüglich der einzelnen Gebirgsglieder und der Angabe ihrer charakteristischen morphologischen und orographischen Merkmale, denen sie ihre Selbständigkeit verdanken, muss auf die einzelnen Angaben bei Romer verwiesen werden. Nur einiges kann hier hervorgehoben werden. Der Stiolpass (1418 *m*) scheidet zwei tektonisch wesentlich verschiedene Hälften, die sogenannten Waldkarpathen von der mit Randgebirgen umgebenen Hochebene Mezöség. Das südliche Randgebirge der letztern erhebt sich in allen seinen Gliedern über 2000 *m*, in den höchsten Spitzen gleicht es beinahe den Tatraerhebungen, morphologisch ist es aber sehr verschieden gestaltet; an die wildgeformten Tafelberge des Burzengebirges schliessen sich die Fogarascher Alpen an, an diese die dieselbe Höhe erreichenden flachen Kuppen des Cybin-Vulkangebirges. Der Rothenturmpass trennt das Randgebirge in zwei Abteilungen. In der östlichen unterscheiden wir das Burzengebirge und die Fogarascher Alpen. Das erste ist stark dislociert und stellt drei Gebirgsgruppen dar, welche morphologisch recht verschieden, auch tektonisch gut abgegrenzt sind.

Das Tatragebirge zerfällt in zwei durch gemeinsame Streichung und einige geologische Merkmale verbundene, doch im orographischen Baue und hydrographischen Netze verschiedene Glieder, in das Arva-Liptauer Gebirge und das eigentliche Tatragebirge. Die letzte Spitze gegen W, die noch der Tatra angehört, ist der Sivy Vierch (1806 *m*), durch einen tiefen, 1283 *m* hohen Sattel vom Arva-Liptauer Gebirge getrennt. Die Luftlinie der Tatra vom Sivy Vierch bis zum Zdjarpasse beträgt $51\frac{1}{2}$ *km*, die grösste Breite zwischen Csorbasee und Murzasichle 17 *km*. Der Hauptkamm der Tatra streicht WO, läuft aber im Zickzack, indem er einige nach N oder nach S geöffnete Bögen beschreibt. Dem Hauptkamme sind von beiden Seiten Gebirgsrippen angeheftet und dies auf solche Weise, dass die südlichen Rippen niemals in der Verlängerung die nördlichen Rippen treffen; die Rippen beim konvexen Teile des Bogens strahlen auseinander, die beim konkaven Teile haben das Bestreben, sich zu nähern.

Die Hauptkette zerfällt durch den Lilijowepass in eine Granit- und eine Schieferhälfte, erstere wird von den deutschen Geographen Hohe Tatra genannt. Ihr Hauptkamm bildet ein wildes, imposantes Gebirge, dessen einzelne Höhen scharf zugespitzte, kolossale Pyramiden, hohe Türme, gigantische Orgelpfeifen oder hoch ragende, an der Spitze abgerundete Kuppeln darstellen; der Kamm fällt gegen die Thäler in mächtigen Terrassen, manchmal in ganz steilen Wänden ab. Die mittlere Grathöhe ist viel bedeutender als in der Westabteilung und beträgt 2342 *m* (aus 19 Knoten); die grösste Erhebung auf dem Hauptkamme bildet die Eisthaler Spitze (2629 *m*). Dieser Kamm ist scharf eingerissen, aber nur in einem Punkte (sog. Polnischer Kamm) fällt die Sattelhöhe unter 2000 *m*, alle andern Scharten reichen meist bedeutend über 2000 *m* empor.

Von grosser Wichtigkeit und auch theoretisch interessant sind die Steinsalzlager, welche in den Karpathen Siebenbürgens und Galiziens an 46 Punkten bekannt wurden. »Die salzführende Formation wird aus Thonen, Mergel und Sanden, und nach dem Grade der Reinheit verschiedenen Etagen der Steinsalzlager, die wiederum durch Gips und leichtlösliche Kalium- und Magnesiumsalzlager unterbrochen werden, zusammengesetzt. Die völlig unbegründete Theorie, welche die mächtigen Salzschichten auf eine rasche Verdunstung eines Meeresteiles zurückführen will, bedarf keiner Widerlegung. Auch der Theorie, welche die Steinsalzlager mit der durch Soolquellen herabgeführten Versalzung des Miocänmeeres bis zum Ausscheiden der Salze erklären will (Ami Boué, Kreutz und Szajnocha), fehlt jede tiefere Begründung. Die Soolquellen sind nicht bedeutend und gleichen zusammengenommen an Wassermenge nicht einem der vielen Karpathenflüsse; man kann ihnen also Bedeutung nicht eine zuschreiben.

Die jetzt allgemein giltige Theorie (Reuss, Alth, Hauer, Stache, Tietze, Dunikowski, Niedzwiedzki) sieht nach dem Vorgange Baer's entsprechende Umstände zur Steinsalzbildung nur in den beinahe völlig abgeschlossenen, mit dem offenen Meere nur durch seichte Strassen verbundenen Buchten vorhanden; ist die Strasse genügend seicht, so bildet sich bloss die obere Strömung, welche Ersatz für die Verdunstung holt; da aber die untere, das Salzwasser abführende Strömung sich nicht herausbilden kann, so muss in solchen Buchten ständig der Salzgehalt zunehmen. Solche Umstände kommen aber selten vor, obwohl die Bucht von Karabugas und das Faule Meer in dieser Hinsicht berühmt geworden sind, besonders befremdend muss es aber klingen, dass diese Theorie für das sich zurückziehende Miocänmeer nicht weniger als 46 solch' gestalteter Buchten im Gebiete der Karpathen annehmen will.

Wenn man schon in diesem Umstande Schwierigkeiten für Annahme dieser Theorie erblicken muss, so häufen sich diese, wenn man an die räumliche Gestaltung des subkarpathischen Meeres am Abschlusse der Miocänperiode denkt. Dieses Meer war im O offen, gegen W erstreckte sich dasselbe mit einer breiten Bucht zwischen das Karpathengebirge und die Schlesisch-Polnische Platte. Diese Bucht war aber nicht gleichmässig tief, da an ihrem südlichen Rande sich eine Rinne Tiefwassers hinzog (Alth, Tietze), die wiederum tiefer in ihrer östlichen als in der westlichen Hälfte war (Foeterle); Alth vergleicht sie treffend mit der Tiefwasserrinne an der Südküste Norwegens. Wiewohl dieses neogene Meer eine so grosse Ausdehnung hatte, so ist doch die Salzformation an die enge Zone dieses dem Karpathenrande parallel laufenden Tiefwassers und an ihre südlichen, fiordartigen Ausbuchtungen gebunden. Die tiefe Rinne ist tektonischen Ursprunges, da die das Karpathengebirge zusammensetzenden Schichten am Gebirgsrande in ein tiefes Niveau untergesunken sind, und zwar in solchem Grade, dass sie in den tiefsten

Schächten nicht wiedergefunden wurden. Es ist auch möglich, dass der die Miocänzeit überdauernde Gebirgsbildungsprozess das Zurücktreten des miocänen Meeres zur Folge hatte.

Bei diesen Tiefenverhältnissen war einfach beim Rückzuge des Meeres die Bildung von stark abgeschnürten Buchten völlig ausgeschlossen; sie konnten im Flachmeere, nicht aber an seiner tiefsten Stelle entstehen. Anderseits war es aber möglich, dass das sich zurückziehende Meer an seinen ehemals tiefsten Stellen Spuren in Seeform zurückgelassen hat; diese Seen haben also zahlreich den Karpathenrand begleitet, und nehmen wir an, es waren abflusslose Seen, so ist damit auch schon die Entstehung der Steinsalzlager in den Karpathen gegeben. Die abflusslosen Seen, für Steppen, Klima und die subtropische Region so charakteristisch, bieten jetzt zahlreiche Beispiele für die Möglichkeit der Steinsalzbildungen dar; gewinnt doch Russland aus den Salzseen des Eltonseegebietes allein bis 1 500 000 Zentner Steinsalz.

Den abflusslosen Charakter der subkarpathischen Seen in der Miocänperiode beweist schon der Umstand, dass diese Seen mehrere Male austrockneten, wie dies Alth für die Gegend bei Kalusz nachgewiesen hat, Alth nennt seiner Theorie gemäss diese Salzpfannen Buchten; diese aber konnten doch niemals völlig austrocknen, um sich danach wiederum zu füllen. Angenommen aber diese Möglichkeit, so sehen wir für die Entstehung dieser Salzseen einen viel mächtigern Grund im Klima der Miocänzeit, welches dem jetzigen Mediterranklima völlig entsprach, und dessen notwendiges Produkt sie waren.

Man möchte noch die Frage aufwerfen, ob die Bildung einer über 80 Meilen langen und nur sehr schmalen Zone abflussloser Seen möglich sei, denn solches Terrain bietet auch bei einem Trockenklima gerade die denkbar besten Verhältnisse zu einer Flussbildung. Die 120 Meilen lange Schottreihe, welche das Hochplateau von Algier durchzieht, zeigt aber genau dieselben Verhältnisse, welche am Rande der Karpathen im Miocän vorhanden waren, so dass die Theorie der abflusslosen Seen für die Entstehung der Steinsalzlager in den Karpathen die einzig richtige sein kann.»

Der Bau der Ostkarpathen ist von Prof. Uhlig im Sommer 1896 studiert worden [1]). Diese neuen Beobachtungen bestätigen die Richtigkeit der Anschauung, dass die alten Gebirgskerne der Ostkarpathen als Fortsetzung der tektonischen Leitlinie der südlichen Klippenzone zu betrachten seien. Diese Linie ist am Nordrande der ostkarpathischen Gebirgskerne durch das Nagy Hagymas-, das Persanyer- und Burzenländer Gebirge bis an die wallachische Ebene zu verfolgen. Hier finden sich in der Bukowina, namentlich aber im Nagy Hagymas-

[1]) Mitteil. aus den Sitzbr. der kaiserl, Akad d. Wissensch. in Wien. 1896. Nr. XXII.

und im Burzenlande interessante, zum Teil noch gänzlich unbekannte Klippengebiete. Jurassische und neocome Felsmassen werden ringsum von Konglomeraten, Sandsteinen und Mergelschiefern der Oberkreide diskordant umlagert. Die geologischen Verhältnisse dieser Klippen stimmen in den Hauptzügen mit den pieninischen Klippen überein, doch ist der Zusammenhang mit dem Gebirgsganzen deutlich erhalten, und die Oberkreide bildet nicht nur die Umhüllung der Klippen, sie tritt auch in weiten Decken über dem Klippenkalk auf, wie dies ja erwartet werden muss, wenn die karpathischen Klippen wirklich echte Klippen im Meere der Oberkreide und des Eocäns gebildet haben.

Anderseits wird durch diese Verhältnisse die Vorstellung widerlegt, als wäre die Klippenzone nichts anderes als ein eigentümlich modifizierter und bis auf die Juraformation hinabreichender Aufbruch der Sandsteinzone, und ferner wird hierdurch die Unanwendbarkeit der Überschiebungshypothese auf die karpathischen Klippen erwiesen.

Eine vergleichende Charakteristik des Ural und Kaukasus auf Grund eigener Studien gab Prof. K. Futterer[1]):

»Der Reichtum an grossen Sümpfen und Mooren, die Waldarmut, die wilden Felsgebiete auf den nackten Höhen haben dem Ural im Norden des 62. Breitengrades den Beinamen des »wüsten Ural« gegeben; die mittlern Teile bis südlich von Jekaterinburg sind von alters her berühmt durch ihren Reichtum an edlen Metallen und Edelsteinen, und man bezeichnet sie daher als den »erzreichen Ural«. Hier spielt der Wald schon eine grössere Rolle als im »wüsten Ural«, aber eine unbestrittene Herrschaft erreicht er erst in den grossen Beständen in den Gebirgsmassiven von Iremel und Jamantau, sowie den niederlassungsarmen Gebieten am Inser-Fluss und in den südlich sich anschliessenden Bergländern. Der »waldige« Ural bezeichnet die südlichsten und am meisten auseinandertretenden Teile desselben; der Iremel bildet einen Sammelpunkt der divergierenden Ketten, und das nördlich streichende Gebirge ist orographisch gleichmässiger und einfacher. Die bezeichnendsten Unterschiede der verschiedenen Teile des 1500 *km* langen meridionalen Gebirgszuges sind rein äusserliche; die mehr oder minder starke Waldbedeckung, das reichere oder ärmere Vorkommen von Erzen berührt in keiner Weise das Wesen des geologischen Baues oder den Charakter der Oberflächenformen. Es kann daher nicht unberechtigt erscheinen, den Landschaftstypus des südlichen Ural zum Ausgangspunkt des Vergleiches zu nehmen; denn was die Entstehung anbelangt, so kommt — so weit wir schon beurteilen können — dem gesamten Ural eine einheitliche Bildungsweise und Entstehungszeit zu.

[1]) Verhandlungen d. Ges. f. Erdkunde zu Berlin 1896. Nr. 4 und 5, p. 229 u. s. f.

Bei der Fahrt auf der sibirischen Bahn, welche zwischen Ufa und Tscheljabinsk den südlichen Ural im Norden seiner höchsten Erhebungen durchquert, erhält man nur ein sehr unvollkommenes Bild vom Charakter des Gebirges; aber einige bezeichnende Eigentümlichkeiten treten schon hier hervor. Gleich östlich von Ufa beginnt die Bahn längs des Flussgehänges anzusteigen, man übersieht auf weite Strecken hin das westliche, niedrige und flache Niederungsgebiet der Belaja; bald aber hat die Bahn ein Plateau erreicht, auf welchem sie fast eben weiterführt, wo nichts den Gebirgscharakter verrät, wenn man nicht einige kleine hügelartige Erhebungen als Gebirge ansehen will. Wenn sich auch weiterhin vereinzelte Höhenzüge zeigen, und die Bahn auch einem tiefern Thaleinschnitt folgt, ja weiter im Osten, längs des Juresan-Flusses auch malerische Felspartien an steilen Ufern auftreten, und die Bahn durch grosse Einschnitte und über hohe Überbrückungen sich ihren Weg schaffen muss, so erhält man jedoch nirgends den Eindruck, dass man sich in einem aus parallelen Zügen zusammengesetzten, durch Faltungen der Erdrinde entstandenen und auf grosse Strecken gleichmässig weiterstreichenden Gebirge befindet. Nur des Gegensatzes wegen sei hier erwähnt, ein wie ausgezeichnetes Bild vom Falten- und Kettenbau des Schweizer Jura mit allen seinen charakteristischen Eigentümlichkeiten eine Fahrt von Basel nach Olten bietet.

Erst in der Gegend von Slatoust und Miass wird der Gebirgscharakter accentuierter; er erinnert an deutsche Mittelgebirge in der Art des Thüringer Waldes, ohne aber die meridionale Richtung als die vorherrschende hervortreten zu lassen.

Einen ganz andern Charakter zeigt indessen der Ural, sobald man sich ihm von Osten aus der westsibirischen Steppe nähert. Während man von Westen her allmählich oder stufenweise ansteigend schon bis in die Nähe der östlichsten Ketten des Gebirges kommen konnte, ohne dessen orographischen Züge klar zu erkennen, sieht man von der Steppe aus schon von sehr grossen Entfernungen am westlichen Horizont eine dunkle Gebirgskette von Norden nach Süden sich erstrecken. Sie stellt sich in ihrer ganzen Erstreckung als ziemlich gleich- und regelmässig verlaufende Kammlinie dar, aus der nur wenige grössere Erhebungen stärker hervorragen; grosse Einsenkungen oder tiefe Einschnitte, ein jähes Auf- und Abspringen der Umrisse fehlen ganz.

Der ruhige, ebenmässige Charakter verliert sich auch dann noch nicht, wenn bei grösserer Annäherung der aus der Entfernung scheinbar einheitliche Gebirgskamm sich in eine Anzahl von parallelen Ketten auflöst.

Von der Steppe aus tritt man auch in ganz anderer Weise in das Gebirge ein, wie von der russischen Seite her.

Zuerst tauchen aus der Steppe einzelne meridional verlaufende, aber kurze, kahle Bergzüge von geringer Höhe auf, die aber mit grösserer Annäherung an den immer vor Augen stehenden Haupt-

kamm grössere Erstreckung und bedeutendere Höhe erlangen. Zwischen ihren Enden nähert man sich durch Querthäler jener Hauptkette, welche in geschlossenem, nicht durchbrochenem Zuge aus den breiten Niederungen, welche zwischen den vorgelagerten Bergzügen und ihr liegen, aufsteigt. Schon hier bilden die breiten, flachen Thalböden sowohl der Längsthäler wie der aus der Hauptkette herabkommenden Flussläufe ein auffallendes Merkmal für die morphologische Charakteristik; in noch stärkerem Masse wird es uns später entgegentreten.

Hat man dann den Fuss des Kammes erreicht, der schon weit von der ebenen Steppe aus als kontinuierlicher Gebirgsabfall sich darstellte, und der nur von einzelnen wenigen, hinter ihm gelegenen dominierenden Gipfeln überragt wird, so führt ein steiler Anstieg auf seinen im Mittel etwa 1000 *m* hohen Rücken, und erst, nachdem er überschritten ist, befindet man sich im Bereich der regelmässigen Ketten und der dazwischen gelegenen Längsthäler. Es ist eine bemerkenswerte Eigenschaft dieses Kammes, die ihn auch als Hauptkamm bezeichnet, dass er diese Rolle nicht nur im südlichen, sondern auch im mittlern Ural spielt, und dass keine grössern Flüsse ihn in Querthälern durchbrechen.

Es treten somit grosse Unterschiede in Erscheinung, je nachdem man von der europäischen oder asiatischen Seite das Ural-Gebirge betrachtet oder sich ihm nähert.

Von einem der beherrschenden Gipfel im Westen der Hauptkette, wie Iremel (1598 *m*), Jamantau, Schatak, bietet sich aber wieder ein anderes, jedenfalls, wenn man von Westen kommt, unerwartetes Bild.

Wie die brandenden Wellen des Meeres erheben sich lange, am nördlichen und südlichen Horizont verschwindende, dunkelbewaldete Höhenzüge, aus denen zuweilen lange Klippenzonen von Felswänden hervorsehen. Und wie das Meer von der Brandungszone gegen die hohe See hinaus sich glättet, und sein ebener Spiegel am Horizont mit dem Himmel zu verschmelzen scheint, so ebnen sich auch gegen Osten hin hier die Gebirgwellen zur eintönigen, gleichförmigen Steppe, deren Ende das Auge nicht zu unterscheiden vermag.

Die Bergzüge, besonders aber die breiten flachen Thäler, welche sie trennen, sind mit dunkeln, oft endlosen Waldungen bedeckt; nur auf den Höhen über 1100 *m* verschwindet der Wald, und östlich vom Hauptkamme des Ural ist er auf den niedrigern Bergen durch Menschenhand und Feuer zerstört.«

Futterer schildert nun auf Grund der Karten der russischen Geologen den geologischen Bau des Ural. »Die Hauptmasse der alten krystallinen Gesteine, der Granite, Gneisse und Schiefer, welche die Kernzone der Gebirge zu bilden pflegen und in den beiderseitig vorgelagerten Zonen die jüngern Gesteine enthalten, fallen hier in die rein orographisch als Vorketten des eigentlichen Ural zu bezeichnenden einzeln aufgelösten Bergzüge der Steppe und teilweise noch in diese selbst. Die breite Zone dieser

alten Gesteine reicht westlich nicht über die Hauptkette hinaus, und die höhern westlichen Bergzüge, welche der Iremel und Jamantau als Häupter krönen, gehören jüngern Gesteinszonen an. Die geologisch ältesten Gesteine sind alle stark zusammengefaltet; was horizontal lag, ist zu senkrechter Stellung aufgerichtet, und allenthalben zeigen sich in den Gesteinen die Spuren und Veränderungen dieser Faltungskräfte. Die steilstehenden Schichtköpfe verraten, dass hier in dieser krystallinen Zone einst ein mächtiges Gebirge aufstieg, das heute grösstenteils entfernt ist, von dem nur noch der relativ niedrige Hauptkamm des Ural und die vereinzelten Bergzüge der Steppe als Gebirgserhebungen übrig geblieben sind; ein grosser Teil sogar ist zu der ebenen oder flachwelligen Steppenoberfläche reduziert.

Von einer zentralen Lage dieser ältesten Gebirgsarten kann somit nach der heutigen topographischen Beschaffenheit keine Rede sein, und die jetzigen höchsten und zentral gelegenen Bergketten gehören schon dem Devon an, sind demnach bedeutend jüngern Alters.

Einen wichtigen Unterschied zeigt auch der Strukturtypus des jüngern Gebirges im Westen des Haupt-Uralkammes gegenüber der östlichen Grundgebirgszone: im einen vorwiegend Verwerfungen mit Absinken der Flügel, im zweiten starke Zusammenschiebungen und Faltungen.

Während in dem um den Iremel gruppierten Gebirgsland der tektonische Bau nicht sehr kompliziert ist, zeigen die Profile aus noch südlichern Teilen auch in den paläozoischen Formationen starke Faltungserscheinungen und Überfaltungen, und auch im mittlern Ural sind die Überkippungen der Schichten schon seit langer Zeit nachgewiesen. Noch bis über den 60. Breitengrad hinaus sieht man Karbon unter dem ältern Silur liegen, und welche mächtigen mechanischen Kräfte diese Umstürze hervorgebracht haben, zeigt die auf weite Strecken verfolgte Umwandlung der Kohlenflötze des Karbons in Graphit.

Suess fasst diese gemeinsamen Züge des geologischen Baues dahin zusammen, dass die Thatsache als festgestellt anzusehen ist, »dass in dem nördlichen Ural, gerade so wie in dem mittlern und dem südlichen Ural, die tangentiale Bewegung eine so bedeutende gewesen ist, dass ganze Zonen des Gebirges in der Richtung gegen Europa überstürzt worden sind. Diese Überstürzung zeigt sich im Ural aber nicht an dem Aussenrande, sondern vielmehr dort, wo die tiefste Unterlage hervortritt.«

Nach Westen hin verlieren sich die Faltungen allmählich und gehen in das Tafelland des östlichen Wolgagebietes über.

In den östlichen Teilen der Faltungsregionen, am innern Rande derselben, treten in grosser Menge alte Eruptivgesteine auf, welche im südlichen Ural bis an dessen Hauptkamm heranreichen.

Diese Verbreitung stimmt mit der an andern derartigen Faltungsgebirgen erkannten Gesetzmässigkeit, dass nur auf der Rückseite der Faltungszonen Eruptivgesteine vorkommen, überein; es finden dort Auflockerungen und Bruchbildungen statt, welche den feuerflüssigen Massen des Erdinnern die Möglichkeit geben, an die Erdoberfläche zu dringen.

Hier sind die Eruptivmassen sehr hohen Alters und beweisen somit, dass auch die Einbrüche noch der paläozoischen Zeit angehörten, und dass somit die Faltungen, welche vorhergingen, in noch ältere Perioden zu verlegen sind.

Diese alten Eruptivgesteine haben eine grosse Bedeutung als die Träger reichen Erzgehaltes, der sich aus Gold, Platin, Kupfererzen, Chromeisen, Manganerzen u. a. m. zusammensetzt; es ist daher auch die Ostseite des Ural vorwiegend, welche den Sitz der Berg- und Hüttenindustrie bildet.

Diese kurzskizzierten Züge des innern Baues gestatten uns schon, ein Bild der Entstehungsgeschichte des Ural zu entwerfen, das uns zeigt, wie schon in den sehr entlegenen Zeiten paläozoischer Perioden von Osten nach Westen faltende Kräfte wirkten, welche ein hohes Gebirge auftürmten, dessen höchste Erhebungen im Osten lagen, und dessen parallele,

meridional streichende Ketten nach Westen an Höhe abnahmen und sich mit den heutigen, Parma genannten, Vorketten des Ural in den horizontal lagernden Schichten verloren.

In der östlichen Zone fanden Ausbrüche eruptiver Gesteine statt, als nach Abschluss der Faltungen dort Spalten und Verwerfungen entstanden.

So war in alter Zeit ein Gebirge einheitlich gefügt, das sich über $21^1/_2$ Breitengrade erstreckte, ganz im Norden, wie auch schwächer im Süden auseinandertretende Äste besass, jedenfalls aber den heutigen Ural an Höhe bedeutend übertraf und auch morphologisch sich wesentlich unterschieden haben muss; denn seit jener weit zurückliegenden Zeit haben unablässig Kräfte gewirkt, welche den äussern Charakter stark verändern mussten, und welchen die Umprägung der Physiognomie des Gebirges zuzuschreiben ist.

Regen und fliessendes Wasser nagten an seinem Gefüge, das der Wechsel von Frost und Hitze gelockert hatte, der Sturm rüttelte an seinen Festen, und was abgebröckelt und in die Tiefe der Thäler gelangt war, führten die Bäche und Flüsse hinaus, um es anderwärts wieder abzulagern. Sie verbreiterten ihre Thäler, verringerten ihr Gefälle, und als sie alt und träge geworden waren, liessen sie die lockern Geröllmassen als Aufschüttungsböden in den Thälern liegen, die dadurch noch flacher und höher wurden, in demselben Masse, wie die steilen hohen Berggipfel abgetragen wurden und sanftere Formen erhielten.

Die angeführten Kräfte, welche diese Veränderungen erzeugt haben sollen, mögen geringfügig erscheinen; aber sie werden riesengross und wohl geeignet, die ihnen zugeschriebenen Wirkungen hervorzubringen, wenn man sie mit der Länge der geologischen Zeiträume multipliziert, all der Millionen von Jahren, welche über die Bildungen der mesozoischen und känozoischen Periode oder des geologischen Mittelalters und der Neuzeit der Erde dahingeflossen sind. Die Bildung des Ural gehört ja in deren Altertum!

Die am stärksten gefalteten, daher auch am meisten in ihrem Gefüge gelockerten Teile des Gebirge, die Zone der krystallinen Gesteine, die noch nachträglich durch die Bruchbildung beeinflusst wurde, erfuhr die stärkste Abtragung, die weniger gestörten, westlicher gelagerten, grossen Sandstein- und Quarzitmassen konnten mehr Widerstand leisten, so dass die eingangs geschilderte orographische Beschaffenheit des Ural, sein geringes Hervortreten einem von Westen, sein ausgeprägter Gebirgscharakter einem von Osten kommenden Beobachter gegenüber sich nunmehr als die Folge der geologischen Vorgänge seiner Faltung und spätern Abtragung darstellt.

Aber auch andere, bisher nicht erwähnte Eigentümlichkeiten sind die Folge.

Die Flüsse sind bis weit ins Gebirge hinein schiffbar; die grossen Barken, welche in Belorezk wenige Kilometer vom Ursprunge des Belajaflusses gebaut werden, haben eine Grösse, dass sie selbst die Wolga befahren können; alljährlich vereinigen sich in Nischni-Nowgorod zur Messe die aus den verschiedenen Uralflüssen stammenden Flotillen, welche die Erzeugnisse der Industrie, besonders des Bergbaues und der Hüttenwerke, auf dem billigen Wasserwege befördern.

Während Prof. Futterer so aus der geologischen Vergangenheit des Ural, dessen heutigen physiognomischen Charakter und die Abhängigkeit aller biologischen Faktoren von demselben entwickelt, nimmt er beim Kaukasus umgekehrt die Bevölkerung zum Ausgangspunkte, um sie durch den Charakter des Gebirges und dessen geologische Geschichte zu erklären.

»Schon im Altertume,« sagt er, »war die Mannigfaltigkeit der Sprachen der Völker des Kaukasus bekannt. In der Urgeschichte der Völker wirkte dieses Gebirge ebensowohl trennend wie erhaltend auf die Reste uralter Volksstämme, die ohne erkennbare Verwandtschaft neben einander, aber doch fremd und gegenseitig unbeinflusst, in seinen Gebirgsschluchten Zuflucht fanden.

Die zersprengten, verfolgten, gedrängten Völkerreste bewahrten in dem Schutze der wilden tiefen Thäler ihre Sprache, ihre Sitten, und so entstand das bunte Völkergewirr im Kaukasus. So finden wir auch Ansiedelungen bis in die höchsten und verborgensten Teile des Gebirges; wie Schwalbennester kleben die schmutzigen Ossetendörfer an den Felsen und sind von diesen kaum zu unterscheiden. Ackerbau tritt selbstredend hinter Viehzucht und der geringen Industrie zurück, die hauptsächlich in Herstellung von Tuchen, Thongefässen und Metallarbeiten besteht.

Die ausserordentliche Differenzierung der Kaukasusstämme nach Sprache, Sitten und Herkunft könnte nicht heutzutage noch in so schroffer Weise bestehen, wenn nicht der Charakter des Gebirges jede Vereinigung und Verbindung fast unmöglich machte. Die gewaltige Zerklüftung und die Höhe der die Thäler trennenden Kämme, die Schwierigkeit der wenigen über die Centralkette führenden Pässe tritt selbst in den Alpen nicht so stark als Schranke hervor wie hier im Kaukasus, und doch haben sich auch dort in entlegenen Thälern alte Bevölkerungselemente erhalten. Insoweit besteht eine Analogie zwischen diesen beiden Gebirgen; aber eben dadurch entfernt sich der Charakter des Kaukasus um so mehr von dem des Ural.

Hier sind die engen, oft schrundartigen Thäler noch so wenig durch die Erosionskräfte ausgearbeitet, das selbst die Alpenthäler in einem weiter geschrittenen Stadium sich zu befinden scheinen. Die Gegensätze der hervorragenden Ketten und tiefen Abgründe sind noch kaum gemildert, während sie im Ural schon ganz verschwunden sind.

Neben dem Faktor der Erosionswirkungen, der für die Oberflächengestaltung massgebend ist, kommt aber hier für die eben namhaft gemachten Unterschiede der beiden Gebirge noch ein weiteres Moment in Betracht. Im Ural hatten wir, besonders in seinem südlichen Teile, zwischen den Bergketten Längsthäler, die an bestimmten Stellen in Thaldurchbrüchen die Ketten durchbrechen; im Kaukasus sind aber bei weitem vorherrschend Querthäler entwickelt, deren Gewässer von der Wasserscheide im Norden den Flussgebieten des Kuban und Terek, im Süden des Rion und Kur zufliessen.

Die Querthalstrecken oder die Durchbruchsthäler zeigen auch im Ural nicht den sanften Charakter der Längsthäler, sie erreichen aber nie auch nur annähernd den Typus der Kaukasusthäler.

Die Frage liegt hier nahe, welches denn der Grund dieser in beiden Gebirgen so auffallenden Verschiedenheit ist, wenn wir zunächst vom Einflusse der abtragenden und modellierenden Kräfte, welche in einem Falle sehr lange, im andern nur sehr kurze Zeit wirken konnten, absehen. Das Studium der geologischen Struktur, des tektonischen Aufbaues des Kaukasus giebt darüber Aufschluss.

Zunächst zeigt sich eine grosse Ähnlichkeit, fast sogar Übereinstimmung: wie im Ural finden wir auch im Kaukasus die Gesteinsschichten aufgerichtet und zusammengefaltet; unzweifelhaft ist der Kaukasus ebenfalls ein Faltengebirge, durch seitliche Zusammenschiebungen der Erdkruste entstanden. Scheinbar aber ist hier die Intensität der faltenden Kräfte eine grössere gewesen, wenn wir ihre Wirkungen mit denen des höchsten Teiles des Ural vergleichen. Das ist aber nur scheinbar; denn in jenem schon erwähnten Teile des Ural, der infolge der Erosionswirkungen kaum mehr gegenüber den höhern Teilen hervortritt, in jenem Gebiete ältester Gesteine und krystalliner Massen im Osten der Hauptkette des Ural, haben jedenfalls auch Kräfte gewirkt, deren Intensität nicht hinter derjenigen der Kaukasusfaltung zurückgeblieben sein dürfte.

Da aber das heutige Uralgebirge in seinen südlichen Teilen durch die geringer gefalteten Züge gebildet wird, so kommt allerdings auch morphologisch der Unterschied zur Geltnng. Die Längsthäler, die erwähnt wurden, sind zum grossen Teile tektonische Thäler, d. h. sie folgen Mulden der Gebirgsstruktur oder Verwerfungslinien.

Im Kaukasus dagegen sind die stärkstgefalteten Teile gerade in den höchsten zentralen Teilen noch erhalten, nicht, wie im Ural, durch Erosion gröstenteils entfernt; der Zusammenschub der Gesteine ist sehr intensiv, und die Mulden zwischen den Falten sind so sehr zusammengepresst und zum Teile überschoben, dass keine tektonischen Längsthäler entstehen konnten.

In Übereinstimmung mit dieser Folgerung sehen wir auch in dem Teile des geologischen (nicht morphologischen) Uralgebirges, welcher den Kaukasusabhängen nördlich oder südlich der Wasserscheide entspricht, vorwiegend nur quer verlaufende Thalstrecken.

Hiermit im Zusammenhange steht auch die merkwürdige Thatsache, dass im Ural nicht der höchste Kamm die Wasserscheide bildet, sondern dass viele Flüsse im Osten desselben auf niedrigern Ketten entspringen und jenen in engen Thälern durchbrechen.

Im Kaukasus bildet die Kammlinie auch die Wasserscheide; nach Norden wie nach Süden gehen von ihr die Querthäler aus, und nur der Sulakfluss durchbricht in echtem Durchbruchsthale die Kreidekette, welche das Bergland des Daghestan gegen die Ebene abschliesst.

Diese Kreidekette ist zusammengefaltet, und nach Sjögren's Untersuchungen hat der schon vor dieser Faltung an seiner heutigen Stelle fliessende Strom die entstehende Falte während ihrer Bildung durchnagt, ohne sich von ihr aus seinem Laufe drängen zu lassen. Die Entstehung dieses Durchbruchsthales, d. h. die Auffaltung der Kreide, fällt somit in die geologisch sehr junge Zeit des Tertiärs, während die Faltungen im Ural schon in paläozoischer Zeit abgeschlossen waren.

Das junge Alter des Kaukasus wird durch den geologischen Bau desselben durchaus bestätigt. Dieses Gebirge schliesst sich dem physiognomischen Charakter nach genau den Alpen an. Seine Höhen sind mit ewigem Schnee bedeckt, und grosse Gletscher steigen weit hinab in die Thäler, doch fehlen die zahlreichen Hochgebirgsseen, ebenso die grossen Randseen der Alpen dem Kaukasus gänzlich.

Die Analogie der Struktur des Kaukasus mit dem Ural zeigt sich besonders in folgenden Punkten: eine intensive Faltung hat beide Gebirge aufgerichtet, grossartige Überfaltungen zeigen neben den dynamometamorphen Veränderungen der Gesteine die gewaltigen Vorgänge an, nach deren Abschluss Bruch- und Spaltenbildung eintrat. Ergüsse von eruptiven Gesteinen folgten, und wie der Ural einen Teil seines Erzreichtums diesen letztern verdankt, so besitzt der Kaukasus in seinen berühmten Heilbädern, seinen zahlreichen heissen und eisenhaltigen Quellen ebenfalls nützliche Nachwirkungen der vulkanischen Gewalten.»

Die Grundlinien Anatoliens und Centralasiens schildert E. Naumann[1]). In Anatolien sind mächtige Gebirgszüge entwickelt, ausgezeichnet durch ein eigentümliches Zusammengreifen der Bogen; auch hier offenbart sich ein inniges Verhältnis zwischen Entstehung und Relief, zwischen Struktur und Form. Für die Geographie aber ist der Erdraum vom Ägäischen Meer bis zum Iranischen Hochland deshalb ganz hervorragender Aufmerksamkeit wert, weil die Betrachtung Anatoliens einen Fernblick auf den ganzen Erdteil, ja über die ganze Welt eröffnet, weil sie lehrreiche Aufschlüsse giebt über Bau und Gestaltung Centralasiens, Veranlassung wird zu einem Vergleich, wie er bisher nicht versucht werden konnte. Der Vergleich Anatoliens und Centralasiens zeigt, dass, wo das gleiche Spiel tellurischer Kräfte in verschiedenen Teilen derselben Erdzone ähn-

[1]) Sechster Internationaler Geogr.-Kongress zu London. Gaea 1896. p. 80.

liche Spuren hinterliess, die geophysikalischen und biogeographischen Wirkungen, Zustände und Bewegungen sehr weitgehende Analogien erkennen lassen. Wir lernen verstehen, warum gerade der Doppelkontinent Eurasien dazu berufen war, die Kulturvölker gross zu ziehen, warum sich aus den Völkerberührungen auf dem Boden dieses Kontinentes seit den ältesten Zeiten die orientalische Frage ergab, und das Vorherrschen ostwestwärtsgerichteter Bewegungen der Völker, das Drängen nach Westen, jederzeit ein naturbedingtes gewesen.

Anatolien ist Faltenland, selbst dort wo die flachen Überdeckungen der Kreide und des Tertiär den Plateaucharakter der Oberfläche bedingen. Zwei mächtige Gebirgszüge, wie die Alpen, der Himalaya und alle andern Kettengebirge durch Stauung der Erdrinde entstanden, laufen so neben einander her, dass sie eine sich bald verbreiternde, bald verengende Ost-West gerichtete ungeheure Hohlgasse zwischen sich lassen. Den nördlichen der beiden Züge bezeichnen wir als den pontischen, den südlichen als den mediterranen. Während der nördliche Zug aus zwei nach Süd herabhängenden Bogen besteht, treten im südlichen zwei grosse nach entgegengesetzten Richtungen vorspringende Bogen, der west- und osttaurische, zusammen. Hierdurch wird im Gebiete des armenischen Hochlandes Einschnürung und ein Anschwellen der Massen bedingt. Wo das Faltenbündel Anatoliens den grössten Raum zur Ausbreitung hat, liegt auf der Innenseite des westtaurischen Bogens ein grosser Einbruch, das abflusslose Gebiet der lykaonischen Senke. »Schaarung« findet statt im pontischen Zuge bei Sinope (nordanatolische Schaarung) und im westlichen Kleinasien. Hier, auf dem Boden Mysiens, Lydiens und Cariens wenden die aus Südost heranziehenden Falten in eine südwestliche Richtung um. Nach diesen nur in rohestem Umrisse angedeuteten Gesetzen des Baues richtet sich die Oberflächenform. Anatolien ist reich an typischen Längsthälern.

Anatolien spiegelt im kleinen die Verhältnisse des grossen asiatischen Kontinentes wieder. Kleinasien ist ein kleines Asien. Das bestätigt sich bei der Prüfung der Grundlinien sowohl wie bei einem Vergleich der physikalischen biogeographischen und nicht zum mindesten der kulturgeographischen Erscheinungen. Das Analogon des pontischen Zuges finden wir im Tienshan, das des mediterrananatolischen Zuges im Himalaya. In China wiederholt sich die armenische Einschnürung, und ganz besonders auffallend ist die Übereinstimmung zwischen der westanatolischen und der turkestanischen Scharung. Das abflusslose Gebiet liegt auf der Innenseite des grossen gegen Süd herabhängenden Bogens, im Süden ist Tafelland entwickelt. Gegen Nord und Nordwest und West liegen grosse Tiefländer, ein reich gegliederter Erdteil und das Meer. Die Riesenströme entwinden sich den östlichen Hochbezirken, durchbrechen die Einschnürung und rollen gegen Süd oder Ost. Im Westen sind

zwischen den Bruchstücken der anscharenden Bögen reiche kulturfähige Längsthäler entwickelt.

Die Lakkolithen des Colorado-Plateau. Im Jahre 1877 gab Gilbert zuerst die Beschreibung und Deutung von Gebirgen, welche dadurch entstanden sind, dass sich tief unter der Oberfläche vulkanisches Magma so zwischen die dort vorhandenen Schichten ergossen hat, dass diese nach oben domförmig aufgetrieben wurden. Er nannte diese Bildungen Lakkolithen. Die Entdeckung war um so interessanter, als sie an die Theorie der Erhebungskratere von Leopold von Buch erinnert, welche in der Geologie zum alten Eisen gehört. — Whitmann Cross hat[1]) unter Benutzung eigener umfassender Arbeiten und Erfahrungen alles Material über Lakkolithen, soweit solche auch ausserhalb der von Gilbert untersuchten Henry-Mountains (im Staate Utah) existieren, zusammengestellt. Zuerst beschrieb schon Holmes, mehrere Jahre vor Gilbert, eigentümliche Verhältnisse in den West Elk Mountains (Colorado), welche mit den bis dahin gesammelten vulkanologischen Kenntnissen nicht zu erklären waren. Erst Gilbert's Theorie ermöglichte eine klare Auffassung dieses Gebirges. Whitmann Cross hat hier neuerdings eingehende Untersuchungen angestellt und die Lakkolithen-Natur derselben festgestellt. Andere Lakkolithen-Gebirge sind die San Miguel-, La Plata-, Carriso-, La Plato-, Abajo- und La Sal-Mountains, sämtlich auf dem Colorado-Plateau aufgesetzte Berge in mesozoischen Schichten. Ausserdem finden sich in ältern Schichten der Mosquito Range und des Ten Mile Distrikt in Central-Colorado vulkanische Einlagerungen, welche auf eine ähnliche Entstehung hinweisen. Auch an andern Punkten, z. B. im Yellowstone Park wurde derartiges ebenso gedeutet. — Sämtliche in Frage kommenden vulkanischen Gesteine sind nach Whitmann Cross unter einander so ähnlich, dass sie neben einander gestellt werden können. Ihr Erguss geschah in der Tertiärzeit in Schichten, welche wahrscheinlich mindestens 20 000 Fuss unter der Oberfläche lagen. Diese gewaltige Decke ist seit jener Zeit durch Denudation und Erosion fortgeräumt worden, so dass wir jetzt einen Einblick in die innere Werkstätte ehemaliger unterirdischer vulkanischer Thätigkeit besitzen, der von grosser Bedeutung für die geologische Wissenschaft ist. Warum das vulkanische Magma, statt bis zur Erdoberfläche zu steigen, sich zwischen die unterirdischen Schichten drängte, ist eine Frage, welche nicht einwandfrei zu beantworten ist. Gilbert hielt u. a. die Beschaffenheit des Magmas in ursächlichem Zusammenhang damit. Nach Withmann Cross hat sich aber gleichartiges Magma auch, z. B. in der Ruby Range (West Elk Mountains), in Gängen bis zur Oberfläche bewegt. Er glaubt daher, dass die Hauptfaktoren in der Beschaffen-

---

[1]) The Laccolitic Mountain Groups of Colorado, Utah and Arizona. — U. S. Geological Survey. 14 th Annual Report p. 157 ff.

heit der die Lakkolithen bewirtenden Schichten und vornehmlich in der verschiedenen Intensität der tektonischen und vulkanischen Äusserungen zu suchen sind.

Die orographische und geologische Verschiedenheit zwischen Chile und Patagonien schildert Dr. R. A. Philippi in Santiago[1]).

„Chile kann in orographischer Beziehung füglich in vier Teile zerlegt werden. Der nördlichste, der etwa bis Copiapó reicht, ist eine ziemlich ebene Fläche, die am Meeresufer schroff abfällt, sich aber dann nach innen allmählich bis zur 3600—4200 *m* hohen bolivianischen Hochebene erhebt, auf welcher man fast in demselben Niveau Tagreisen weit nach Osten wandern kann, ehe sie sich in das Becken des la Plata hinabsenkt. Sie hat hier und da stufenförmige Absätze, aufgesetzte Höhen, die stellenweise ziemlich beträchtliche Berge sind, aber Bergketten existieren nicht; man findet nirgends etwas, das an ein Hochgebirge erinnert, und ihre zahlreichen Vulkane, darunter der riesige Llullaillaco, der den Chimborasso noch um 30 *m* überragt, stehen vollkommen von einander isoliert auf der Hochebene. Was von der östlichen und westlichen Cordillere in den Büchern steht, ist ganz und gar irrig, reine Phantasie; denn man kann doch lediglich einen oft wenig merklichen Abhang einer Stufe nicht eine Bergkette nennen. Die Eisenbahn, welche jetzt von dem Hafen von Antofagasta am Grossen Ozean nach Oruro in Bolivien führt, muss auch den Ungläubigsten überzeugen, dass da keine Cordilleren existieren; denn sie hat in ihrer ungeheuren Länge keinen einzigen Tunnel, keine einzigen tiefen Einschnitt, keine grossen Dammaufschüttungen, keine Serpentinen nötig gehabt.

Der zweite Teil Chiles, von Copiapó bis Santiago, ist dadurch gekennzeichnet, dass Querjoche von der hohen Cordillere der Anden bis zum Meere verlaufen und die Flussthäler von einander trennen; der Weg von Norden nach Süden muss diese auf Pässen überschreiten, die zum Teil recht steil sind.

Der dritte Teil ist dadurch sehr ausgezeichnet, dass das gebirgige Küstenland von der hohen Cordillere durch ein Längsthal getrennt ist, welches von dem Querjoch von Chacabuco, welches das Thal des Aconcagua-Flusses vom Becken des Maipu trennt, ohne Unterbrechung bis Puerto Montt, offiziell Melipulli genannt, am Meerbusen von Reloncaví geht, dessen Fortsetzung unterseeisch die grosse Insel Chiloë vom Festland scheidet; er erstreckt sich vom 33. Breitengrad bis zum 41° 30′ und senkt sich ganz allmählich von etwa 700 *m* Meereshöhe bei Chacabuco bis an das Ufer dieses Meerbusens von Reloncaví, ohne ein einziges Mal durch eine Querbergkette unterbrochen zu sein. Dieser Teil Chiles ist es, mit dem ich mich vorzugsweise beschäftigen, und den ich mit Patagonien vergleichen werde.

Südlich von Puerto Montt tritt die hohe Cordillere unmittelbar an das Meer ohne Vorland, und es ist der vierte Teil des Landes nichts als der steile Abhang des Gebirges, vorliegende Inseln und ein östlich von den Anden bis zur Wasserscheide zwischen den beiden Weltmeeren liegender Streifen Landes, welcher sich oft ziemlich weit östlich vom Gebirge hinzieht.

Die lange Küste Chiles erhebt sich fast überall steil aus dem Meer, und das dahinter liegende Land bis zu dem vorhin erwähnten Längsthal wird als Cordillere de la Costa bezeichnet, ist aber kein Bergzug, sondern vielmehr ein vielfach durchbrochenes Tafelland, welches an einzelnen Punkten bis 1000 *m* ansteigt, meist aber viel niedriger ist. Es besteht wesentlich aus Urgebirge, Granit und Glimmerschiefer. Seine einzelnen Teile sind vielfach von tertiären Gebilden umlagert, die sich an mehrern Stellen tief

[1]) Zeitschrift der Ges. f. Erdkunde zu Berlin 1896. 31. p. 50 u. fl.

landeinwärts ziehen; ältere Sedimentgesteine sind nirgends im Küstengebiet gefunden, mit Ausnahme eines schmalen, oft (bei Algarrobo) nur wenige Schritte breiten Streifens der jüngsten Kreide am Meeresufer. Es ist daher diese Küstencordillere als der älteste Teil Chiles anzusehen. Die Insel Chiloë und die kleinern südlich davon liegenden Eilande sind als eine blosse Fortsetzung der Cordillera de la Costa zu betrachten, da sie orographisch und geognostisch dieselbe Beschaffenheit wie diese haben.

Das grosse Längsthal ist in frühester Zeit eine grosse Längsspalte gewesen, die nach und nach von den Rollsteinen ausgefüllt wurde, welche die Bäche von der Küstencordillere sowohl wie von den hohen Anden herabgewälzt haben. Diese Geröllschicht ist über 100 *m* mächtig; bis auf den Grund derselben ist noch kein Brunnen gedrungen. Die Oberfläche ist oft nur mit einer wenig Zoll dicken Ackerkrume bedeckt, an andern Stellen aber, namentlich im herrlichen Araukanerland, ist die Dammerde mehrere Meter dick. Diese ist offenbar von den benachbarten Höhen herabgeschwemmt und höchst wahrscheinlich erst in der Quartärperiode, wenigstens spricht nichts für ein höheres Alter. Zwischen den Flüssen Itata und Renaico, etwa zwischen 36° 50′ und 37° 50′, ist das Thal mit einer mächtigen Sandschicht bedeckt, die mehrfach wirkliche kleine Dünen bildet. Die mikroskopische Untersuchung durch Dr. Pöhlmann hat ergeben, dass dieser Sand rein vulkanischen Ursprunges ist; vielleicht stammt er vom Vulkan Antuco.

Die Hauptflüsse Chiles fliessen alle von den Anden in senkrechter Richtung zum Meer hinab durch Unterbrechungen im Küstengebirge, die bald breiter, bald enger sind; es ist aber sehr auffallend, dass ihre hauptsächlichsten Nebenflüsse, trotz der allgemeinen Senkung des centralen Längsthales nach Süden, alle von Süden nach Norden fliessen.

Die Kette der Anden besteht nicht allein aus vulkanischen Bildungen, sondern auch aus emporgehobenen Schichten der ältern Kreideformation und der Juraformation. Auch ältere Urgesteine treten an einzelnen Punkten hervor.

Die Anden setzen sich unmittelbar bis zum Kap Horn fort, indem sie ein Wirrwarr von Fjorden, die fast alle von Gletschern entspringen, von Inseln und Halbinseln bilden, die oft nur durch eine schmale niedrige Brücke mit dem Festland verbunden sind. Diese Gestaltung erinnert an die der norwegischen Küste, sowie an die der westlichen Küste der Vereinigten Staaten nördlich vom 50. Breitengrad. Die gleiche Bildung des Landes an drei so weit von einander, aber fast in gleicher Entfernung vom Äquator und an der Westküste der Kontinente gelegenen Punkten kann kein blosser Zufall sein und steht wohl in Beziehung zu den meteorologischen Erscheinungen namentlich den Regenmassen, die dort fallen.

Als einen sehr charakteristischen Zug in der orographischen Physiognomie des dritten Teiles von Chile habe ich noch die Existenz der grossen Seen am Westfusse der Anden zu erwähnen. Da haben wir den See von Antuco (Laguna de la Laja), den See von Villarica, die Seen von Rinihue und Lacar, den Rancosee, aus dem der Rio Bueno fliesst, den Puyegue-, den Llauquihue- und den Llanquihuesee, denen sich östlich in Patagonien der See von Todos los Santos und der von Nahuelhuapi anreiht. Dies erinnert an die Seen, die auf beiden Seiten der Alpen liegen. Der Rancosee und der Llanquihue sind beide viel grösser als der Bodensee.

Nirgends hat man bisher in den Anden des zweiten und dritten Teiles von Chile Spuren der ältern Sekundärformationen oder gar des Übergangsgebirges und namentlich der Steinkohlenformation gefunden.

Eben so wenig ist bis jetzt an irgend einer Stelle in den Anden emporgehobenes Tertiärgebirge gefunden.

Die Vulkane liegen — wenigstens von Talca an nach Süden — gar nicht im Kamm der Gebirgskette, sondern westlich davon; zum Teil liegen sie vollständig isoliert, wie der Vesuv und der Aetna, und erheben sich

aus einer niedrigen Ebene, so die Vulkane Antuco, Lonquimai, Llaima, Villarica, Osorno und Calbuco. Wenn man in der Ebene des Araukanerlandes von Angol über Collipulli und Ercilla nach Victoria reist, hat man an mehrern Stellen das Vergnügen, drei derselben oder gar alle vier auf einmal vom Fusse bis zum Gipfel zu überblicken. (Auf den Karten von Pissis sind diese Vulkane als etwas höhere Spitzen des dachförmigen Hauptgebirgszuges der Anden gezeichnet.)

Die Wasserscheide zwischen beiden Ozeanen liegt im südlichern Chile östlich von der Cordillere und ist sehr niedrig, so z. B. in der Gegend des Sees von Villarica nur 500 *m* hoch. Viele Flüsse Chiles, ich möchte fast sagen, alle grössern, entspringen östlich von der Cordillere und fliessen eine Strecke lang nach Norden oder Süden, parallel mit der Gebirgskette, bis sie einen oft sehr engen Durchbruch treffen, durch den sie einen Weg zum Grossen Ozean finden. Fast immer bilden sie dabei eine Menge Stromschnellen, so dass es sehr schwierig ist, vom untern Lauf zu Wasser und selbst zu Lande an ihren obern Lauf zu gelangen. Ganz umgekehrt ist es, wenn jemand von der Ostküste Patagoniens nach den Anden reist. Ohne Schwierigkeit kommt er ganz allmählich mit seinem Ochsenkarren immer höher und überschreitet oft die Wasserscheide, ohne es nur einmal zu bemerken, bis er ganz verwundert bemerkt, dass, noch ehe er den Fuss der Cordillere erreicht hat, die Gewässer nicht mehr nach der atlantischen Seite fliessen. Über diese merkwürdigen Verhältnisse werden nun die Arbeiten der von Chile und Argentinien zur Feststellung der Grenzen gemeinschaftlich eingesetzten Kommissionen Licht verbreiten."

„Ganz anders ist die orographische Bildung Patagoniens. Diesen grossen Landstrich kann man sich als eine einzige, von West nach Ost sanft geneigte Fläche vorstellen, welche nach Darwin eine deutliche Terrassenbildung zeigt, und die nur durch ziemlich schmale Flussthäler unterbrochen wird, die unter sich fast parallel senkrecht auf die Küste verlaufen. Ebenso einförmig ist die geognostische Beschaffenheit derselben; es ist alles ein eocäner Lehm. Florentino teilt in seiner „Enumération synoptique des Mammifères fossiles des formations éocènes de Patagonie" (Buenos Aires 1894) diese Formation in zwei Abteilungen, die untere, im Meer gebildete und durch die Gegenwart von Ostrea Bourgeoisii Rémond de Corbineau charakterisierte, nennt er „Formation patagonienne classique"; doch spricht er an andern Stellen davon, dass Schichten derselben Formation Ostrea patagonica enthalten. Die obere Abteilung nennt er „Formation Santa Cruzienne"; sie ist von süssen Gewässern und den Winden gebildet (Löss) und enthält eine wahrhaft Schrecken erregende Menge Knochen von bisher unbekannten ausgestorbenen Säugetieren. Es ist eine ganz eigentümliche lokale Fauna. Vielleicht kann man daraus folgern, dass Patagonien zur Tertiärzeit ganz und gar vom nördlicher gelegenen Lande getrennt war. Beide Abteilungen sind unmittelbar auf einander gefolgt, was daraus hervorgeht, dass der untere Teil der Santa-Cruzischen Schichten sehr häufig durch Schichten unterbrochen wird, die Ostrea Bourgeoisii enthalten, während man doch in diesen untern Schichten dieselben Reste von Säugetieren findet, wie in den obern im süssen Wasser oder subaerisch gebildeten. Vielleicht erklärt sich dies, wenn man annehmen dürfte, dass an den Stellen, wo diese Wechsellagerung wahrgenommen wird, ehemals ein Meeresufer war, an welches grosse Süsswasserfluten wiederholt in langen Zwischenräumen mit Säugetierknochen erfüllten Lehm geschwemmt haben, und dass sich in der Zwischenzeit auf dem neuen Meeresgrunde wieder Austern und andere Muscheln eingefunden hatten. An Ort und Stelle ausgeführte Untersuchungen können allein diese Wechsellagerung von Meerestierresten und Knochen von Landtieren genügend erklären."

Die Mächtigkeit der Tertiärformation der patagonischen Pampas ist sicherlich sehr bedeutend. „Sie ist ohne Frage das Produkt der Verwitterung und Zerstörung älterer Gesteine, und diese können nur im Westen gelegen

haben, oder mit andern Worten: das Material kann nur von der alten Andenkette gekommen sein. Welcher Art dieses gewesen ist, würde man, wie schon oben erörtert ist, durch Untersuchung der Rollsteine mit ziemlicher Sicherheit ermitteln können. — Die Breite Patagoniens nimmt von Norden nach Süden allmählich ab; die alten Anden haben also offenbar im Norden mehr Material geliefert als im Süden. Es kann dies daher kommen, dass die Verwitterung gleichen Schritt mit der Abnahme der Temperatur von Norden nach Süden gehalten hat, oder dass die verwitternde Oberfläche im Norden grösser war und nach Süden allmählich abnahm, indem die Höhe der Anden, wie noch heutigen Tages, schon damals von Norden nach Süden immer geringer wurde.“ Schliesslich bespricht der Verfasser noch eigne Beobachtungen, aus denen er schliesst, dass die Vulkane Chiles schon zur Tertiärzeit existiert hätten.

3. Boden- und Erdtemperatur.

Die Wärme im Innern der Erde und ihre möglichst fehlerfreie Ermittelung hat der um diesen Forschungszweig hochverdiente E. Dunker in einem nachgelassenen Werke [1]) erschöpfend behandelt. Auch das Geschichtliche der hierher gehörigen Arbeiten kommt dabei zur Darstellung. Die frühesten Angaben über innere Erdwärme finden sich 1664 bei Athanasius Kircher, und in den dreissiger Jahren konnte Reich 35 Autoren anführen, welche sich mit dem Gegenstande beschäftigt hatten. In der Zone der obern, veränderlichen Temperaturen nimmt die Bodenwärme mit der Tiefe nicht zu, dann folgt die unveränderliche Schicht, die in den Äquatorialgegenden höher als in der gewöhnlichen Zone und in Gegenden mit kontinentalem Klima tiefer als in solchen mit Küstenklima angetroffen wird. Die täglichen Temperaturschwankungen verschwinden in Deutschland in 0.6 *m* Tiefe, die jährlichen erst in 24 *m*. Da innerhalb der Zone mit veränderlichen Temperaturen die Erdwärme mit der Tiefe nicht zunimmt, so muss an Orten, wo die mittlere Jahrestemperatur unter 0^{0} liegt, der Boden bis zu einer bestimmten Tiefe stets gefroren sein, was sich in Nord-Sibirien bestätigt. Der Nachweis der Wärme in der Tiefe gelingt am besten in mit Wasser angefüllten Bohrlöchern. Die Ermittelung geschieht mit Hilfe von Maximal-Thermometern, die zum Schutz vor dem Drucke der Wassersäule in starken, an beiden Enden zugeschmolzenen Glasröhren angebracht werden. Die Thermometer sollen mindestens eine halbe Stunde in der gewünschten Tiefe bleiben. Aus den in verschiedenen Tiefen gefundenen Temperaturen ist später das Gesetz der geothermischen Zunahme mit der Tiefe abzuleiten, und Dunker diskutiert mit bezug hierauf sehr eingehend die von ihm angestellten Beobachtungen im Bohrloch I zu Sperenberg. Sie ergaben eine Wärmezunahme von 1^{0} C. auf je 33.7 *m* Tiefenzuwachs. In dem 1748 *m* tiefen Bohrloch zu Schladebach fand sich als geothermische Tiefenstufe 35.7 *m*, und die Mächtigkeit der festen Erdkruste würde hiernach mindestens 71 000 *m* sein müssen. Die Behauptung, dass die Wärme der

[1]) Stuttgart 1896. Schweizerbart's Verlag.

Erde in geringerm Masse zunehme, als die Tiefe, ist, wie die Bohrlöcher von Pregny, Neuffen, Sperenberg, Sudenburg und Schladebach ergaben, irrig. Da die Einwirkung der Sonne eine gleichmässige Erwärmung der ganzen Erdmasse nach sich ziehen müsste, so muss für die Zunahme der Wärme mit der Tiefe eine ursprünglich hohe Eigenwärme der Erde angenommen werden, die sich nach und nach verringerte. Diese Hypothese verdient zunächst den Vorzug vor den meisten andern, allein, indem Dunker bei ihr stehen bleibt, lässt er völlig die Wärme ausser Acht, welche dadurch entsteht, dass das Erdsphäroid fortwährend, durch die Anziehung von Sonne und Mond, Deformationen erleidet. Auf diese Quelle der innern Erdwärme hat schon vor Jahren Dr. Klein hingewiesen.

Die Bodentemperatur in Mustiala (60° 49′ nördl. Br., 23° 47′ E. L. Gr.), einem landwirtschaftlichen Institut in Finnland ist seit 1885 täglich an verschiedenen Plätzen beobachtet worden, und zwar in Tiefen von 0.5, 1.0 und 2.0 *m.* Die Beobachtungen umfassen den Zeitraum von 1885 bis 1894 und sind nunmehr von Th. Homén einer sehr ausführlichen Diskussion unterzogen worden[1]). Die grosse, mit zahlreichen Tabellen ausgestattete Abhandlung lässt keinen Auszug zu.

4. Erdmagnetismus.

Aufzeichnung sehr kleiner Variationen des Erdmagnetismus. Prof. Dr. M. Eschenhagen publiziert[2]) Kurven der Variationen der Horizontal-Intensität zu Potsdam, welche von einem neuen photographischen Registrier-Apparat, dessen Walze in einer Stunde nahezu eine volle Umdrehung ausführt, aufgezeichnet sind.

»Das Magnetometer, welches die Aufzeichnungen lieferte, war ein Unifilarmagnetometer mit einem magnetisierten Stahlspiegel, welcher an einem starken Quarzfaden aufgehängt und durch die Torsion desselben im rechten Winkel zum magnetischen Meridian gestellt ist. Ein in dieser Weise aufgehängter Magnet wird, analog wie ein bifilar aufgehängter, die Variationen der horizontalen Komponente des Erdmagnetismus angeben, und zwar ist es, trotzdem die Entfernung vom Registrier-Apparat nur die übliche von 1.72^{m} blieb, gelungen, dem Magnetometer die zehnfache Empfindlichkeit, als sie sonst angewendet wird, zu geben.

Die mit dem empfindlichen Apparat und der schnell laufenden Walze erhaltenen Registrierungen zeigen, dass die Variationen des Erdmagnetismus zuweilen aus einer Fülle von Einzelheiten bestehen, die bei den gewöhnlichen Registriermethoden fast gänzlich verloren

---

[1]) Acta Societatis Scientiarum Fennicae. **21.** Nr. 9.
[2]) Sitzungsberichte d. Königl. Preuss. Akademie d. Wissenschaften 1896. **39.** p. 965.

gehen, da sie nur durch eine unscharfe Zeichnung der Kurven auffallen.

Dieselben sind aber eines weitern Studiums wert, insbesondere mit Rücksicht auf die örtliche Verbreitung derselben, da zu untersuchen ist, ob dieselben vielleicht von lokalen Bedingungen abhängen oder nicht. Möglicherweise ist aber noch folgender Punkt von Bedeutung:

Die kleinen Wellen, welche durch jene Verfeinerung der Beobachtungsmethode erkannt werden, scheinen gewissermassen die einfachsten Elementarbewegungen des Erdmagnetismus darzustellen, da offenbar keine weitern Details durch fortgesetzte Auflösung zu erkennen sind. Nun zeigt sich zwar, dass die Wellen wohl von verschiedener Amplitude, aber nahezu von gleicher Länge sind. In Zeit ausgedrückt beträgt nämlich die Wellenlänge (von Wellenberg zu Wellenberg) fast regelmässig 30^s, jedenfalls sinken sie nicht erheblich unter diesen Betrag herab.

Es liegt nun die Vermutung nahe, dass diese Erscheinung mit der Schwingungsdauer der Magnetnadel zusammenhängt, doch beträgt diese nur 8.5^s (für die ganze Schwingung); auch ist die Nadel derart gedämpft, dass nach 20^s auch bei grossen Ausschlägen wieder Ruhe eintritt. Es ist infolge dessen nicht anzunehmen, dass die Nadel infolge erdmagnetischer Impulse in pendelnde Bewegungen gerät, die fortdauern, auch wenn die Ursache nicht mehr wirkt, sondern es ist, soweit überhaupt aus den vorliegenden wenigen Registrierungen ein Resultat gewonnen werden kann, zu schliessen, dass die erdmagnetischen Impulse in jenen kurzen Intervallen bei gewisser lebhafter magnetischer Thätigkeit aufeinanderfolgen, wodurch jene Elementarwellen hervorgerufen werden, die natürlich auch grössern Wellen aufgelagert sein können.

Es dürfte daher wohl von Interesse sein, eine Bestätigung dieser Ansicht durch Fortsetzung dieser Feinregistrierung eventuell an verschiedenen Orten und unter Wechsel der Instrumente, zu erzielen, um alsdann, wenn diese einfachere Frage gelöst ist, dem Studium der kompliziertern erdmagnetischen Störungen mit Aussicht auf bessern Erfolg als bisher näher zu treten.«

Die magnetischen Elemente zu Potsdam für das Jahr 1895 sind von Prof. Eschenhagen aus den photographischen Registrierungen unter Benutzung sämtlicher stündlicher Werte des ganzen Jahres abgeleitet worden[1]), und sollen ähnliche Bestimmungen alljährlich folgen.

»Von einigen Observatorien, z. B. dem zu Paris, werden auch alljährlich Werte veröffentlicht, die für 1. Januar gelten, und welche aus den stündlichen Ordinaten der vom 31. Dezember mittags bis 1. Januar mittags registrierten Kurven entnommen sind; es ist klar,

[1]) Annalen der Physik N. F. 1896. 58. p. 775.

dass dieselben nicht mit den hier gegebenen, aus 365 × 24 Einzelwerten abgeleiteten Jahresmitteln zu vergleichen sind und daher auch nicht mit gleicher Sicherheit zur Ableitung der Säkularvariation benutzt werden können.

Es ist noch die Bemerkung hinzuzufügen, dass die mitgeteilten Werte sich nur auf bestimmte Instrumente beziehen können. Es ist für Deklination und Horizontalintensität ein magnetischer Theodolit in Gebrauch, der von J. Wanschaff-Berlin unter Anlehnung an ein Wild'sches Instrument gefertigt ist. Zur Messung der Inklination dient ein Bamberg'sches Nadelinklinatorium.

Werte für 1895 (Jahresmittel).

			Säkularänderung gegen 1894
Deklination	10° 19.9′		— 5.5′
Horizontalintensität . .	0.18720	C. S. S.	+ 0,00026
Vertikalintensität . . .	0.43392	C. S. S.	Jährliche Ab-
Inklination	66° 39 8′		nahme der Inklin.
Totalintensität	0.47258		etwa 1 — 2′

Grössere magnetische Störungen fanden 1895 statt: 18., 19. Jan.; 8., 9., 10., 15., 16. Febr.; 8., 9., 13., 14. März; 11., 12., 23. April; 10., 29. Mai; 10. Aug.; 30. Sept.; 12., 13., 14., 17. Okt.; 9., 10., 11., 12., 24. Nov.«

Die erdmagnetischen Verhältnisse der Insel Bornholm sind von A. Paulsen 1891—1894 untersucht worden [1]). Schon längst war bekannt, dass diese Insel merkwürdige magnetische Anomalien zeigt. Aus den Beobachtungen von Paulsen ergiebt sich, dass an der West- und Nordostküste starke störende Horizontalkräfte auftreten, welche nach dem Innern der Insel gerichtet sind, während an der südlichen Küste und im Innern diese Störungen gering und systemlos auftreten. Dagegen ist in den letztern Gegenden die störende Vertikalkomponente gross, und zwar wird das Nordende der Nadel abwärts gezogen. Aus den Deklinationsbestimmungen, welche Kapitän Hammer rings um Bornholm ausgeführt hat, ergiebt sich, dass die störenden Kräfte etwa 15 *km* weit ins Meer hineinwirken, wobei die südlich von Bornholm liegende Römerbank sich wie die Insel verhält; sie ist auch Sitz der anziehenden störenden Kräfte.

Erdmagnetische Messungen in den Ländern der ungarischen Krone 1892—1894 sind im Auftrage der Kgl. Ungarischen Akademie der Wissenschaften von J. Kurländer ausgeführt worden [2]). Die erste magnetische Landesaufnahme in Österreich-Ungarn wurde 1843—1851 von Karl Kreil ausgeführt, dann 1889—1893 in

---

[1]) Extrait du Bull. de l'Acad. Royale des Sc. de Danemark, Copenhague 1896. Mars 20.

[2]) Földmágnességi Mérések A Magyar Korona Országaiban végezte Kurländer Ignácz. Budapest 1896.

Österreich eine neue von J. Liznar [1]), endlich wurden 1864—1880 in Ungarn von G. Schenzl zahlreiche magnetische Ortsbestimmungen erhalten. Um jedoch das zum Studium der Verteilung der erdmagnetischen Kraft auf dem ganzen Gebiete der Monarchie nötige Material zu gewinnen, mussten im Anschluss an die in Österreich geschehenden Aufnahmen auch solche in Ungarn an einigen schon von Kreil und Schenzl besuchten Punkten nach einheitlicher Methode mit verglichenen Instrumenten vorgenommen werden. Diese hat J. Kurländer ausgeführt und in dem obigen Werke deren Ergebnisse mitgeteilt. Die speziellen Werte für die Epoche 1890.0 folgen für die bekanntern Städte in untenstehender Tabelle. Die Kreil'schen Messungen sind auf 1850, jene von Schenzl auf 1875.0 reduziert. Der Vergleich der Messungen Kurländer's mit jenen gestattet daher, Werte für die sekulare Veränderung der magnetischen Elemente von 1850—1890 abzuleiten. Es ergiebt sich als mittlere jährliche Veränderung (+ = Zunahme, — = Abnahme):

	1850—1875	1875—1890	1850—1890
der Deklination	— 6.8′	— 5.2′	— 6.1′
» Inklination	— 2.0′	— 0.9′	— 1.5′
» horizontalen Intensität	+ 0.0023	+ 0.0008	+ 0.0018

Werte der erdmagnetischen Elemente für 1890.0:

	Geograph. Breite	Länge ö Ferro	Deklination	Inklination	Horizont. Intensität	Total-intensität
O'-Gyalla	47°53′	35°51′	8°20.7′	62°49.2′	2.0968	4.5903
Martinsberg	47 33	35 26	8 32 3	62 38.6	2.1067	4.5845
Kalocsa	46 32	36 38	8 1.5	61 41.1	2 1608	4.5555
Semlin	44 50	38 6	7 18	60 4.9	2.2385	4.4881
Herény	47 16	34 16	9 22.8	62 44.8	2.1016	4.5894
Oedenburg	47 41	34 16	—	62 48.3	2.0930	4.5797
Agram	45 49	33 39	9 29.0	61 15.9	2.1750	4.5241
Karlstadt	45 30	33 13	9 31 6	61 1.8	2.1883	4.5180
Neu-Gradiska	45 16	35 6	8 47.5	60 37.1	2.2105	4.5055
Essek	45 33	36 23	8 17.8	60 46 7	2.2111	4.5292
Fünfkirchen	46 4	35 53	8 19.2	61 16.5	2.1858	4.4580
Schemnitz	48 27	36 34	8 17.3	63 14.4	2 0683	4 5936
Kaschau	48 43	38 56	6 44.8	63 13.5	2 0808	4.6190
Erlau	47 54	38 2	7 13.3	62 40.2	2.1075	4 5904
Grosswardein	47 3.5	39 36	6 36.8	61 51.8	2.1585	4.5774
Klausenburg	46 46	41 15	5 58.2	61 33.7	2.1771	4.5717
Schässburg	46 13	42 28	6 27.2	60 58.3	2.2207	4.5765
Hermannstadt	45 47.5	41 49	5 47.4	60 8.6	2.2669	4.5535
Karlsburg	46 4	41 15	5 37.7	60 46.1	2.2302	4.5669
Temesvar	45 45	38 54	7 5.8	60 49 5	2.2083	4.5290
Orsova	44 42	40 4	6 38.5	59 39 0	2.2697	4.4920
Szegedin	46 14	37 48	7 29.7	61 20.2	2.1813	4.5476

[1]) Klein. Jahrbuch. 6. p. 139 u. ff.

5. Vulkanismus.

Zusammenstellung der vulkanischen Ereignisse bis zum Jahre 1894. E. Rudolph giebt als Fortsetzung der frühern Berichte von S. Knüttel [1]) eine übersichtliche Darstellung der vulkanischen Ereignisse des Jahres 1894 [2]), jedoch in erweitertem Sinne, indem er auch die sogenannten vulkanischen Erdbeben makro- und mikroseismischer Natur, das Verhalten der Fumarolen und Solfataren, submarine Ausbrüche, Flutwellen u. s. w. berücksichtigt. Auch dieser wesentlich erweiterte Bericht ist, wie Verf. zugesteht, weit davon entfernt, vollständig zu sein, aber doch eine überaus dankenswerte Arbeit.

Folgendes ist eine kurze Übersicht des Inhaltes:

Vesuv. Mit dem 18. Dezember 1875 trat der Vulkan in eine Periode von Strombolithätigkeit, die bis zum Jahre 1895 anhielt. Unterbrochen wurde dieselbe mehrere Male durch Phasen einer verstärkten Thätigkeit, bei welcher die Lava entweder über den Rand des Gipfelkraters oder durch seitliche Spalten ausfloss. Die letzte dieser Phasen begann am 7. Juni 1891, als der Eruptionskegel plötzlich um 5 h 45 m nachmittags barst.

Die Bruchlinie durchsetzt den Kegel in der Richtung von NNW nach SSO, beginnt auf der Nordseite im Atrio del Cavallo und reicht auf dem Südabhange des Kegels nur etwa 100 *m* weit abwärts. Die Spalte fällt in ihrer ganzen Länge mit zwei ältern zusammen, welche sich bei den beiden Eruptionen von 1868 und 1885 gebildet hatten, es liegt daher die Annahme nahe, dass bei der jüngsten Eruption die alten Brüche nur von neuem aufgerissen wurden.

Auf dieser Spalte entstanden von oben bis unten, vom Rande des Kegels bis zur Basis des Atrio del Cavallo, nacheinander mehrere Bocchen, im ganzen fünf, aus denselben ergoss sich ein Lavastrom, der nach N ins Atrio abfloss. In dem Masse, wie die Spalte sich immer weiter aufriss, und sich immer weiter unten eine neue Bocca bildete, verlegte sich der Ausflusspunkt für die Lava von einer höhern Öffnung zu der nächst tiefern, so dass schliesslich nur die tiefern Bocchen thätig blieben, deren Laven bis an den Fuss des Monte di Somma flossen und den Boden des Atrio nach verschiedenen Seiten hin bedeckten.

Die eruptive Thätigkeit des Vulkans hielt, von mehrern Ruhepausen unterbrochen, bis zum Jahre 1894 an und erreichte am 4. Februar erst ihr Ende.

Ätna. Der Hauptkrater hatte sich seit dem Juli 1892 ziemlich ruhig verhalten, und erst um die Zeit des Beginnes der Erdbebenperiode deutete das wiederholte Aufsteigen von Rauchsäulen auf eine wieder erwachende Thätigkeit. Ende April 1893 wurde zum ersten Male an drei Stellen wieder glühende Lava im Ätnakrater bemerkt. Nach den Angaben der Ätnaführer zu urteilen, muss die Lava am 26. April oder kurz vorher im Krater erschienen sein. Bedenkt man ferner, dass am 25. April der nördlichste Krater der Monti Silvestri nach einer viermonatlichen vollständigen Ruhepause plötzlich seine Thätigkeit wieder aufnahm, so wird die obige Vermutung bezüglich des Erscheinens der Lava im Hauptkrater sehr wahrscheinlich.

Mit diesen vulkanischen Phänomenen bringt nun Riccò die Erdbeben vom 22. April in Verbindung. Wenn gegen den 26. April hin die Intensität der Erdbeben nachliess, so ist dieser Umstand auf die mit dem Erscheinen

[1]) Vgl. Klein, Jahrbuch. 5. p. 141

[2]) Tschermak's Mineralog. Mitteil. 1896. p. 365 u. ff.

der Lava im Hauptkrater beginnende Eruption zurückzuführen. Da jedoch die nördliche Flanke des Ätna dem ungeheuren Drucke der im Vulkane stehenden Lavasäule widerstand, so kam es nicht zu einer exzentrischen Eruption. Den ganzen Vorgang bezeichnet Riccò als eine verfehlte Eruption.

Die Erdbeben am 7. und 8. August 1894 haben eine sehr geringe Verbreitung gehabt. Die von der Mesoseiste eingeschlossene, ungefähr elliptisch gestaltete Schütterfläche hat eine von Nordwesten nach Südosten, vom Hauptkrater des Ätna nach Acireale gerichtete ca. 6 *km* lange grosse Axe und eine 2 *km* lange kleine Axe. In den dem Erdbeben vorhergehenden Monaten stiess der grosse Krater ziemlich häufig beträchtliche Rauchmassen aus. Am 12. Juli befand sich nur eine kleine Lavamenge im Innern des Kraters und verhielt sich ruhig wie im September 1893. In der Zeit nach dem Erdbeben beobachtete Riccò am 17. August das Austreten von glühender Lava im zentralen Krater, doch war der Vorgang dieses Mal von heftigen Detonationen begleitet. In der Nacht vom 15. zum 16. August hatte sich auch der nördlichste Krater der M. Silvestri wieder geregt; die ausserordentlichen Dimensionen und die grosse Kraft, mit welcher die Dampfsäule ausgestossen wurde, schliessen die Möglichkeit aus, die Entstehung derselben rein meteorischen Ursachen zuzuschreiben.«

Vulcano. Es wird die Thätigkeit seit 1888 auf Grund der vorhandenen Litteratur geschildert. »Die letzte der grossen Explosionen, diejenige vom 15. März 1890, schleuderte eine Masse von 75000 *cbm* mit einem Gewichte von über 100000 Tonnen fort, welche sich rund um den Krater bis zu 7 *km* Entfernung, wenigstens auf der Nordseite, ausbreitete.

Die Thätigkeit im Innern des Kraters beschränkte sich hauptsächlich auf zahlreiche Fumarolen, deren Intensität zunahm, je tiefer man in den Krater hinabstieg.

Als Consiglio Ponte über den Rand des letzten Absatzes in den eigentlichen Vulkanschlot hinabblickte, war er überrascht von dem Anblicke, der sich ihm darbot. Der Boden stellte eine fast kreisrunde ebene Fläche dar, die von einigen Erhöhungen unterbrochen war. Letztere waren mit hellgelben und rötlichgelben Sublimationen überzogen und hoben sich von dem bräunlichen Grunde scharf ab. Indem er Steine auf den Grund warf, überzeugte er sich davon, dass es sich um einen kleinen See handelte, der an der Oberfläche mit einer Kruste überzogen war. Die Wassermasse hatte sich wahrscheinlich auf dem undurchlässigen Boden durch Kondensierung von Wasserdampf gebildet und war durch meteorisches Wasser vielleicht vergrössert worden.«

Stromboli. Eine vergleichende Zusammenstellung des Verhaltens des Stromboli mit den seismisch-vulkanischen Vorgängen der andern italienischen Vulkane führt zu folgenden Schlüssen:

»1. Es scheint keine direkte Verbindung zwischen den Herden der beiden äolischen Vulkane zu bestehen. Wenn trotzdem beide Vulkane, besonders zur Zeit der verheerenden Erdbeben Siziliens oder Süditaliens, in Thätigkeit treten, so ist eher eine gemeinsame Beeinflussung ihrer Herde durch die grossen seismischen Phänomene anzunehmen als eine direkte Beziehung zwischen beiden Vulkanen.

2. Von 24 Eruptionen des Stromboli ereigneten sich nur zwei, nämlich diejenigen von 1822 und 1834, gleichzeitig mit solchen des Vesuv; dieses Zusammentreffen ist wahrscheinlich nur ein zufälliges.

3. Dagegen gingen den vier Eruptionen des Ätna vom Jahre 1865, 1874, 1879 und 1886 solche des Stromboli unmittelbar vorauf oder folgten ihnen bald nach. Da nun auch der lithologische Charakter des von beiden Vulkanen ausgeworfenen Materials grosse Analogie zeigt, so liegt es nahe, anzunehmen, dass der Vulkanherd des Ätna auf denjenigen des Stromboli einen Einfluss ausübe.

4. Was die Beziehungen der Erdbeben zu den eruptiven Vorgängen des Stromboli angeht, so sind die direkt durch die Thätigkeit des Stromboli

veranlassten Erschütterungen zwar zahlreich, aber im allgemeinen schwach und auf die Insel selbst beschränkt. Die heftigsten unter diesen Erdbeben treffen in dem Augenblicke ein, wo der Vulkan nach einer mehr oder minder langen Periode relativer Ruhe sich wieder in Thätigkeit setzt. Bisweilen veranlasst die Thätigkeit des Stromboli ein Wiedererwachen der seismischen Herde der andern äolischen Inseln (Salina-Lipari). Aus dem gleichzeitigen Eintreffen von heftigen Ausbrüchen des Stromboli und starken Erdbeben der Nordküste Siziliens, des Ätna und des südlichen Italiens kann man auf eine gegenseitige Beeinflussung zwischen dem Stromboli und den seismischen Zentren der genannten Gebiete schliessen. Dagegen scheint eine Beziehung zwischen den Erdbeben des mittlern und nördlichen Italiens und den Eruptionen des Stromboli ausgeschlossen zu sein.«

Vulkane Südamerikas. Der Vulkan Calbuco in Chile wurde im Februar 1894 von O. Heinrich erstiegen; aus seiner Schilderung gewinnt man nicht den Eindruck, dass es sich bei der Ausbruchsöffnung um einen typischen Krater handelt.

Vulkane Japans. Der Vulkan Bandai-San (37° 36′ nördl. Br. und 140° 6′ östl. L. Gr.) oder vielmehr der zu dieser Gruppe gehörige Kobandai (1840 *m* hoch) hatte am 15. Juli nach einem Erdbeben einen Ausbruch, bei dem er grösstenteils zerstört wurde. Um die Masse des fortgeschleuderten Materials annähernd bestimmen zu können, ist der neue Krater vermessen worden. Derselbe hat einen Durchmesser von über 2 *km*; der Kraterboden hat einen Flächeninhalt von 3.83 *qkm* und liegt in einer Höhe von 1170 *m* über dem Meere. Das Volumen der fortgeschleuderten Bergmasse ist auf 1.213 *cbkm*, das Gewicht desselben auf 2826.290 Millionen Kilogramm berechnet worden.

»Die Vulkangruppe Azuma-San hatte am 19. Mai 1893 eine Eruption. Zu einem Schuttstrome, wie im Falle des Bandai-San, kam es nicht, die reichlich mit Dampf gemischten Erdmassen wurden senkrecht in die Höhe geworfen und fielen als Schlamm rund um den Krater herab. Die Schlammmassen und Felsblöcke müssen mindestens 300—400 *m* hoch gestiegen sein, da der Gipfel des Issaikio-San, welcher die Ebene Numano-taira um 300 *m* überragt, sich mit diesem Auswurfsmateriale bedeckt fand. Rund um den Krater lag der Schlamm in einer etwa 3 *m* dicken Schicht, und von dem alten Kraterboden Numano-taira war ungefähr die Hälfte mit der gleichen Masse bedeckt; die Aschen lagen nur an einigen Stellen in einer Dicke von nicht ganz 1 *m* auf dem Kraterboden. Das Volumen des ausgestossenen Materials wird auf 500000 *cbm* geschätzt.

»Ebenso wie beim Bandai-San fand man auch nach der Eruption des Azuma-San rund um den Krater kegelförmige Vertiefungen, deren Durchmesser nur in wenigen Fällen 2—3 *m* betrug. Da auf dem Boden dieser Löcher mehrfach Felsblöcke nachgewiesen werden konnten, so hält F. Omori eine andere Entstehungsart als durch die aus dem Krater geschleuderten Steine für ausgeschlossen.

Als Omori einige Tage nach der Eruption den Schauplatz derselben besuchte, konnte er ausser einigen kleinern, fünf grössere Krateröffnungen unterscheiden, aus denen Dampf bis zu etwa 1 *km* hoch ausgestossen wurde. Die Zahl und Gestalt dieser Krater war fortwährenden Veränderungen unterworfen. Besonders thätig erwies sich der dritte Krater, dessen Öffnung gegen Osten geneigt war, und der fast ohne Unterbrechung unter Explosionen Felsstücke und Asche zusammen mit Rauch ausstiess. Jede Explosion war von dumpfem, rollendem Geräusche begleitet, welches den Boden leicht erzittern liess. In stillen Nächten konnte man in Fukushima das Geräusch vernehmen und ein leises Erzittern verspüren.

Nach der ersten Eruption vom 19. Mai nahm die vulkanische Thätigkeit allmählich ab, und erst am 31. Mai begannen wieder die Aschenauswürfe. Besonders heftige Explosionen fanden am 4. Juni, sowie am

5. Juni statt. Die Explosion vom 4. Juni war äusserst heftig und übertraf diejenige vom 19. Mai bedeutend an Stärke. In Fukushima hörte man um 4h vormittags ein allmählich an Intensität zunehmendes, donnerähnliches Rollen, unmittelbar darauf folgte ein ziemlich heftiges Erdbeben, welches ca. 30 Sekunden dauerte.«

Vulkane des ostindischen Archipels Der Merapi auf Java begann am 2. Februar 1894 zu arbeiten, doch scheint es nicht zu grosser Thätigkeit gekommen zu sein. Der Vulkan Bromo war 1893 thätig, der Semeru ebenfalls, Galunggung hatte am 18. und 19. Oktober 1894 eine grossartige Eruption. »Der Charakter der Eruption des Galunggung gleicht in mancher Hinsicht demjenigen, welchen wir vom Bandai-San und Azuma-San her in Japan kennen, und besteht darin, dass das seit langen Zeiten im Vulkanschlot stehende Gesteinsmaterial mechanisch in die Luft geblasen und durch die Kraft der Explosion zertrümmert wurde. Vulkanische Bomben, die etwa aus dem Magma stammten, sind bei diesem Vorgange nicht an die Oberfläche gelangt. Das lässt darauf schliessen, dass die Lavasäule in den Vulkanschlot nicht eingetreten ist. Dabei ist nicht ausgeschlossen, dass bei den spätern Explosionen der aus dem Magma sich entwickelnde Wasserdampf kleine Teile des Magmas mit fortriss und zu Asche zerstäubte.

Von einem Einsturze nach den Explosionen ist bei diesem Ausbruche nichts bemerkt worden, die neuentstandenen Öffnungen sind im wahren Sinne des Wortes herausgeblasen worden. Den Ausdruck »Explosionskrater« möchte Fennema auf diese Gebilde nicht anwenden, weil man dabei an einen einzigen, in einem Augenblicke sich abspielenden Vorgang denke.

Eine eingehende Berechnung der Menge des ausgeworfenen und niedergefallenen Materials hat R. Fennema angestellt. Als Grenze des Aschenregens werden diejenigen Punkte angenommen, an denen noch eine wägbare Menge Asche gesammelt werden konnte. Unter dieser Beschränkung umfasst das von Asche bedeckte Gebiet eine elliptische Fläche von 25660 *qkm*. Innerhalb derselben hat sich der Aschenregen nach Osten noch über Bandjar hinaus oder über 55 *km* und westwärts bis zu Javas 1. Punkt oder über fast 350 *km* erstreckt. Denkt man sich senkrecht zur grossen Axe der Ellipse eine Linie gerade über den Krater des Galunggung gezogen, so erstreckt sich der Aschenregen längs dieser Linie 60 *km* weit nach Norden bis Tomo und südwärts über mehr als 60 *km* bis in den Indischen Ozean bei Tjilaut Eureuh. Aus diesen Zahlen ist der Einfluss, welchen der in den höhern Luftregionen herrschende Südostpassat auf die Verbreitung der Asche gehabt hat, deutlich erkennbar. Das Volumen der ausgeworfenen Massen stellt sich zu etwa 22000000 *cbm*, wovon ungefähr $^1/_5$ in der unmittelbaren Umgebung des Kraters niedergefallen ist.«

Die Kilauea auf Hawaii. »Die erste genaue Vermessung des Kraters und des Lavasees hat Fr. S. Dodge im August 1892 ausgeführt. Der See hatte fast kreisförmige Gestalt, indem die Differenz zwischen dem grössten und kleinsten Durchmesser nur 20 *m* ausmachte; die Oberfläche ist einem Kreise gleichzusetzen, dessen Durchmesser 270 *m* misst. Der Rand des Lavasees hatte rundherum die gleiche Höhe von 170 *m* unter der Veranda des alten »Volcano House«, des Ausgangspunktes für alle Vermessungen im Kilauea.

Die Lava stand im Mittel 1 *m* unter dem Rande, dabei stieg sowohl der See wie die umgebende Fläche langsam, aber stetig. Zeitweilig war der See sehr thätig, in allen Richtungen erhoben sich Fontainen über die Oberfläche, deren man oft 15 zur gleichen Zeit zählte. Wie schon früher, herrschte die grösste Thätigkeit wieder im Zentrum, wo ohne Unterbrechung Fontainen aufspritzten.

Die Lage von Halemaumau war im August 1892 identisch mit derjenigen vom Jahre 1886, der neue See liegt genau über der trichterförmigen

Vertiefung, welche Emerson im April 1886 vorfand. In den allgemeinen Verhältnissen des Kilauea waren keine wesentlichen Veränderungen eingetreten, ausser dass der Boden im Osten und Süden gehoben war.

Im März 1894 führte Dodge abermals eine genaue Vermessung des Sees aus, über deren Ergebnisse er folgende Daten in das in Volcano House aufliegende Buch eingetragen hat:

»Im August 1892 stand der äussere Rand des Abgrundes, welcher den See umschliesst, 86 *m* unter dem Niveau des Volcano House.

Die Seeoberfläche lag noch 74 *m* unter diesem Niveau. Im März 1894 stand der See 63 *m* über demselben Niveau, macht ein Steigen von 137 *m* in 19 Monaten. Die Seefläche war 1894 etwas grösser als 1892, und zwar 365 *m* lang und 243 *m* breit.«

Am 5. Juli 1894 langte L. A. Thurston am Kilauea an. Die hauptsächlichste Veränderung, welche seither eingetreten war, bestand darin, dass am 21. März das Nordufer des Sees auf einer 270 *m* langen und 170 *m* breiten Fläche ganz plötzlich um 25 *m* über die Seefläche gehoben war. Die gehobene Fläche war stark zerrissen, an der äussern Bruchlinie entstanden zwei Löcher, welche Lava ausstiessen.

Am 18. April begann das gehobene Ufer wieder zu sinken und überragte am 5. Juli das andere Ufer nur noch um 10 *m*.

Am 7. Juli stand der See so hoch, dass die ganze Oberfläche vom Volcano House aus sichtbar war, und in der Nacht ein Überfliessen in den Hauptkrater eintrat.

Vom 8. — 10. fiel und stieg der See mehrere Male um 5 *m*, und am 11. morgens war die gehobene Uferstrecke bis zum Niveau des andern Ufers wieder gesunken. Um $9^h 45^m$ vormittags war der See 15 *m* gefallen und dieses Sinken um etwa 7 *m* in der Stunde hielt von 10^h morgens bis 8^h abends an. Der Rand der gehobenen Uferstrecke trennte sich durch eine scharfe Bruchlinie ab und brach ein. Von Mittag bis 8^h abends verging kaum ein Augenblick, in dem nicht unter fürchterlichem Krachen die Ufer einstürzten. Mehrmals brachen etwa 175 *m* lange, 50 — 75 *m* hohe und 10 *m* dicke Uferstrecken unter schrecklichem Donnern, umhüllt von dichten Staub-, Dampf- und Rauchwolken, ab, fielen in den glühenden See und riefen in der feurigen Masse grosse Wellen hervor, die durch den See eilten und an dem gegenüberliegenden Felsenufer sich brachen, wie die vom Sturme gepeitschten Wellen an der Küste.

Die meisten Felsblöcke wurden sofort von dem See verschlungen, nur die grössern sanken nicht unter, sondern schwammen als Inseln durch den See. Eine solche Masse, welche am Nachmittage abbrach, tauchte beim Fallen unter in die feurigen Wogen, kam aber nach wenigen Augenblicken wieder zum Vorscheine, wobei die geschmolzene Lava von ihrer Oberfläche abströmte.

Als die Nacht hereinbrach, wurde das schreckliche Schauspiel unbeschreiblich grossartig. In einzelnen höhlenartigen Vertiefungen war geschmolzene Lava zurückgeblieben, die nun beim fortgesetzten Sinken des Sees und dem Einbrechen der Wände in den Krater als feurige Kaskaden sich ergossen. Einmal zählte man fünf solcher Lavakaskaden. Die oben erwähnten Lavafontainen auf der Oberfläche des Sees blieben während der ganzen Zeit des Sinkens in Thätigkeit. Eine andere merkwürdige Eigentümlichkeit bestand darin, dass von schwefligen Dämpfen nichts zu merken war, und man ohne Beschwerden gerade leewärts vom See atmen konnte.

Am Morgen des 12. Juli war der See um weitere 7 *m* gesunken, und die Uferwälle auf beiden Seiten waren in den See gestürzt. In gleichem Niveau mit dem See und noch halb gefüllt von demselben erblickte Thurston eine grosse Höhle, die sich in südöstlicher Richtung vom See erstreckte. Die Breite betrug etwa 25 *m*, und die Höhe von der Seefläche bis zur Decke etwa 5 *m*; vom gegenüberliegenden Ufer konnte man circa 15 *m* weit hineinsehen. Thurston ist der Ansicht, dass diese Öffnung

vielleicht den Kanal darstellt, durch welchen die Entleerung des Sees vor sich ging, obgleich sie sich angenscheinlich nicht auf dem Boden des Sees befand, denn noch bis zum 16. Juli dauerte das Steigen und Fallen um 1—2 *m* den Tag, die Fontainen wurden sogar bisweilen mit noch grösserer Kraft emporgeworfen, als vor dem Beginn der Senkung.

In Vulcano House fühlte man am 11. Juli nachmittags zwei leichte Erdbeben und am 12. 2 h vormittags ein stärkeres. In dem über 45 *km* entfernten Hilo hatte man im Laufe der Woche verschiedene leichte Stösse verspürt.«

Der Vesuv und sein letzter Ausbruch 1891—1894. Die letzte, ungefähr drei Jahre anhaltende Thätigkeit des Vesuvs hat R. V. Matteucci Veranlassung zu einer eingehenden Studie über dieselbe und den Vesuv überhaupt gegeben.[1] Mit Recht weist er zunächst darauf hin, dass es nicht genügt, in dem durch die einfachsten und oberflächlichsten Beobachtungen festzustellenden Wechsel heftiger Eruptionen mit relativ ruhigen Perioden die Geschichte dieses Vulkanes zu erblicken. Denn wie es sehr grosse Eruptionen giebt, die keine Vermehrung der Thätigkeit des Erdinnern darstellen, so können oft kleine, wiederholte Geschehnisse von einer wirklichen Zunahme der Reaktion des Erdinnern abhängen. Um die vollständige Geschichte eines Vulkans darzulegen, muss man mit den grossartigen Ausbrüchen auch die kleinern Erscheinungen verknüpfen, um einen wirklichen Fortschritt auf dem Gebiete der Vulkanologie zu erringen.

»Der Aufbau eines Vulkanberges ist um so widerstandsfähiger, je grösser das Verhältnis des massigen Lavenmateriales zu den losen Auswurfsprodukten sich darstellt. Die Höhe eines Vulkanberges ist einzig und allein in direkter Abhängigkeit von der Kompaktheit und Stabilität seines Gefüges. Sobald also der innere Aufbau eines Vulkanes die statischen Gleichgewichtsbedingungen erfüllt, schwankt die Höhe des Kegels, abgesehen von den Veränderungen, die durch das Überfliessen der Lavaströme über einander herbeigeführt werden, innerhalb ziemlich enger Grenzen. Auf die Entstehung neuer tiefer Spalten, welche den Durchbruch neuer zähflüssiger Massen gestatten, auf die Kontraktion der starren Erdkruste sind sicherlich die wahren Zunahmen der Thätigkeit der Vulkanzentren zurückzuführen, aber häufig wird eine Eruption durch örtliche Umstände verursacht und hängt vorzüglich vom Bau des Eruptivkegels ab.

Solange die Flanken des Vulkankegels dem Drucke der innern Lavasäule genügenden Widerstand leisten, entstehen Eruptionen durch Wiedereröffnung des Zentralkraters. Aber wenn der Druck der Lavasäule den Widerstand der Flanken überwindet, spalten sich diese und gestatten den Austritt des Magmas, welcher unabhängig von Zunahme der Thätigkeit andauert, bis annoch nicht genau bestimmte Momente — bisweilen wohl eine wirkliche relative Ruhe — die Schliessung der Spalte veranlassen.

Der Unterschied der Produkte der einzelnen Eruptionen würde allerdings auch ohne Untersuchung ihrer Entstehungsweise einen rohen Einteilungsgrund für eine Klassifikation der Eruptionen abgeben. Allein von diesem Gesichtspunkt allein wären jene Eruptionen schwer zu benennen und zu beurteilen, welche ohne auffallende Begleiterscheinungen Jahre lang andauern und Millionen Kubikmeter Lava aufhäufen.

---

[1]) Tschermack's Mineralog. Mitteilungen N. F. 15. p. 325ff.

Sowohl die paroxysmalen Eruptionen als die andern, welche mit jenen abwechseln, haben bekanntlich in ihren Äusserungen das Merkmal der Intermittenz; aber die Ursache derselben ist ebenso dunkel wie die Ursache der Dauer, welche ohne Grenze und ohne Regel wechselt nicht nur von einem Vulkan zum andern, sondern auch an einem und demselben Eruptivzentrum.«

»Das Studium der vulkanischen Erscheinungen,« fährt Matteucci fort, »ist heute noch sehr unvollständig; die Analyse der präkursorischen Phänomene liegt noch ganz im Dunkeln, und wir sind daher noch sehr weit entfernt von der Möglichkeit, eine Eruption vorherzusagen.

Bei dem heutigen Stande der Vulkanologie ist es nicht erlaubt, weder die Zeit einer Thätigkeitsvermehrung, noch ihr Mass, noch ihre Dauer festzustellen.

Eine grosse Eruption vorauszusagen, indem man sich stützt auf die Dauer der absoluten oder relativen Ruhe, in der sich ein gegebener Vulkan verhält, ist nach meiner Anschauung einfach kindisch, ebenso als ob man aus der Dauer des Friedens zwischen zwei Völkern, ohne Rücksicht auf ihre politischen und sozialen Verhältnisse, einen Krieg voraussagen wollte.

Im Hinblick auf die Thätigkeitssteigerungen und die Dauer der damit abwechselnden Pausen und mit Berücksichtigung des uns nächstliegenden und meist interessierenden Vesuvs scheint es nicht überflüssig, hervorzuheben, wie unregelmässig seine Thätigkeit in den letzten hundert Jahren war, und wie sich die Intermittenz in diesem Zeitraume darstellte.

Im Jahre 1794 zerriss ein ungeheurer innerer Druck den alten Bau des Monte Somma und gab Anlass zu einer furchtbaren explosiven exzentrischen Eruption, indem sich gleichzeitig aus mehrern Mündungen reichliche Laven auf der Westseite des Berges ergossen.

Seit dieser Zeit wurde eine andauernde strombolianische Thätigkeit durch plinianische Phasen unterbrochen, unter denen die bedeutendsten stattfanden:

in den Jahren	mit einer Zwischenzeit von	in den Jahren	mit einer Zwischenzeit von
1794 }	. . 4 Jahren	1858 }	. . 3 Jahren
1805 }	. . 11 »	1861 }	. . 3 »
1822 }	. . 17 »	1868 }	. . 7 »
1834 }	. . 12 »	1872 }	. . 4 »
1839 }	. . 5 »	1891 }	. . 19 »
1850 }	. . 11 »	? }	. . ? »
1855 }	. . 5 »		

Wenn irgend ein bestimmtes Gesetz die innere Thätigkeit der Erde regelt, so kann dasselbe sicher nicht durch das Studium einiger wenigen Vulkane ermittelt werden. Vielmehr wird jede Eruption und jede Zwischenpause das Objekt genauer und ununterbrochener Studien bilden müssen, als analytisches Material, das auf eine spätere synthetische Zusammenfassung abzielt.«

Matteucci schildert nun im einzelnen die Thätigkeit des Vesuvs während der letzten Periode: »Nach den Paroxysmen der Jahre 1858—1859, während deren sich ein ungeheurer Einsturzkrater gebildet hatte, war die Thätigkeit des Vesuvs mehr als je beschränkt auf die Ausfüllung des Schlundes, der sich wiederholt füllte und wieder ausleerte, z. B. infolge der

Entstehung und des Einsturzes vielfacher Adventivkegel, welche nach und nach die Höhe der Spitze des Hauptkegels erreichten. Nach der Eruption von 1858—1859 entwickelte sich ein Wechsel von Steigerungen und Verminderungen der Thätigkeit, bisweilen begleitet von der Entstehung kleiner Spalten, welche den Eruptionskegel durchsetzten und etwas exzentrisch Lava ausfliessen liessen, bisweilen begleitet von Übergussströmen am Scheitel. So zog sich der Zustand hin (mit etwas lebhaftern Phasen in den Jahren 1861 und 1865) durch 23 Jahre (1859—1872), bis endlich in den zwei Jahren 1871 und 1872 neue Ausbrüche sich durch seitliche Spalten und durch ungeheuren Lavenausfluss kund gaben.

Nach dem grossen Ausbruch von 1871 — 1872 blieb der Vulkan in einer ziemlichen Ruhe. Schon Ende 1872 begann die Ausfüllung des weiten, tiefen, damals neugebildeten Kraters. Dann ergossen sich vom Kraterrande mehrere kleine Lavaströme nach verschiedenen Richtungen besonders gegen Osten, und auf dem weiten Fumarolenfelde des Kraterbodens hatten sich mehrere konzentrische Ringsysteme von Kratern 2. Ordnung gebildet. Das war auch der Zustand des Vesuvs in den ersten fünf Monaten des Jahres 1891. Die Ursache des nun erfolgenden Ausbruches darf man wohl darin suchen, dass die Wände des Schlotes, welche bis dahin dem Lavadrucke Widerstand geleistet hatten, infolge mechanischer und chemischer Beeinflussung in ihren obern Teilen zusammenbrachen, damit den Gasen den freien Ausweg abschnitten und diese zwangen, sich durch die Wände des Aschenkegels an der Stelle geringerer Festigkeit, d. h. in einer von Nord nach Süd sich erstreckenden Vertikalebene einen neuen Ausgang zu schaffen.

Ende Mai 1891 hatte der Eruptionskegel inmitten einiger älterer Kraterringe eine etwas gegen Nordost verschobene exzentrische Lage. Sein kleiner, ganz regelmässiger und trichterförmiger Krater besass ungefähr 40 *m* Durchmesser und nicht mehr als 25 *m* Tiefe, war trefflich erhalten, mit einem kleinen schwach gegen Norden gerückten Kegel auf seinem Boden, und stiess Dämpfe, Schlacken und haarförmige Rapilli aus, die auf ihrem schief nach Süden gerichteten Fluge meistens nur 30—40 *m* Höhe erreichten. Damals wurde dies ganze lose Material nur zur Erhöhung des Kraterrandes verwendet, also nicht, wie noch einige Zeit vorher, weiter fortgeschleudert, was auf eine Abnahme der vulkanischen Kraft zu Ende Mai hindeutet. Da auch die Fumarolen innerhalb des Kraterringes von 1872 keinen bedeutenden Gasdruck zeigten, befand sich der Vesuv in einem durchaus normalen Zustande, der nach keiner Richtung hin eine nahe Eruption vermuten liess.

Am 31. Mai hatte sich durch mechanische Veränderung der Krater etwas nach Norden zu erweitert. Am folgenden Tage beobachtete Johnston-Lavis, dass sich auf dem Kraterboden des Eruptionskegels vier neue kleine Öffnungen um die zentralstehende gebildet hatten, was ja in der Stromboli-Phase eines Vulkans nichts Ungewöhnliches ist. Bis zum 6. Juni steigerten sich die Gasausströmungen und die fadenförmigen Rapilli ein wenig. Gleichzeitig konstatierte Goirau am 4., 5. und 6. an verschiedenen Punkten Italiens schwache Erdbeben, und P. Denza teilte mit, dass am 7. Juni $2^h\ 4^m$ ein heftiger Stoss fast ganz Nord- und Mittelitalien, bis zu den Provinzen Rom und Aquila, erschüttert habe. Um $4^1/_2{}^h$ desselben Tages brach etwa die Hälfte des kleinen obersten Eruptivkegels auf dem Vesuv in sich zusammen unter starkem und dumpfem Lärm im Innern des Berges. Wahrscheinlich haben bedeutende Zusammenbrüche in den tiefern Partien stattgefunden; denn von jenem Augenblicke an hörte der Schlackenauswurf auf, während sich zahlreiche Fumarolen auf dem Reste des Kegels entwickelten. Blieb es auch noch einige Stunden ruhig, so war doch im Innern eine starke Spannung der Gase eingetreten, welche sich schon von 15^h an bis 18^h durch leichte Stösse und dumpfes Donnern in den am Vesuv liegenden Ortschaften bemerkbar machte. Um $17^3/_4{}^h$ hatte sie einen

so hohen Grad erreicht, dass der Aschenkegel von oben bis unten zerriss. Dies war der Beginn des Ausbruches.

Die Vertikalebene, nach der sich der Riss des Kegels bildete, ist beinahe genau Nord—Süd orientiert mit schwacher Ablenkung nach Nordwest—Südost. Auf der Nordseite reicht der Spalt bis zur Basis im Atrio di Cavallo, auf der Südflanke nur bis 100 *m* unter den Kraterrand; auch zeigt sich dort, dass man es nicht mit einem einheitlichen Risse, sondern mit einem Systeme nahe aneinander liegender radialer Klüfte zu thun hat. Am längsten sind diejenigen der Nordseite, deren eine 0.7—0.9 *m* oben und 1.3—1.6 *m* in ihrer mittlern Partie breit war. Die Lage dieser Spalte war übrigens schon vorher im Bau des Aschenkegels vorgezeichnet; denn im Süden fällt sie zusammen mit den Sprüngen von 1885 und im Norden mit denen von 1868. Wo sie festeres Gestein durchschnitt, sind scharfe und rauhe Ränder vorhanden; bei losem Material haben erhebliche Einbrüche nach innen hin stattgefunden.

Gleichzeitig mit der Entstehung dieser Seitenöffnung beobachtete man zwei riesige dunkle Rauch- und Aschensäulen auf der Spitze und der Nordflanke des Berges, die von andern ebenso gefärbten und schliesslich weisslichen Dampfmassen gefolgt wurden. Nach einer halben Stunde ($18^1/_4$) zeigte sich in der Höhe von 990—1000 *m* an dem Punkte, wo der Riss 1.3—1.6 *m* Breite hatte, die erste Lava, die sich in zwei Arme teilte und rasch ins Atrio gelangte und dort stehen blieb. Obwohl an dieser Stelle der Ausfluss nur ganz kurze Zeit dauerte, hatte sich doch durch den Stoss der Massen eine etwa 30 *m* breite Explosionsöffnung gebildet, aus der mächtige Blöcke älterer zerbrochener Laven ausgeworfen wurden. Kurz darauf erfolgte etwas tiefer in 900 *m* Höhe ein zweiter Erguss, und dann entstanden in kurzen Zwischenräumen, augenscheinlich durch das Weiterreissen der Radialspalte hervorgerufen, andere Bocchen in 875—830 *m* Meereshöhe. Thätig blieben von diesen Öffnungen nur die tiefern, deren Laven mit verschiedener Geschwindigkeit und in verschiedener Richtung den Boden des Atrio erreichten.

Hier darf wohl noch besonders darauf hingewiesen werden, dass alle die geschilderten Vorgänge zweifellos auf einer einzigen vertikalen Radialspalte erfolgten, und dass sie sich zeitlich streng in Übereinstimmung mit der Topographie ablösten, in der Form, dass zuerst die dem Schlote nähern, dann die ferner und tiefer gelegenen Öffnungen thätig wurden.

Am 8. Juni warf der Krater viel Dampf und Sand aus, und die Fortsetzung der neuen Spalte war auf dem Gipfelplateau durch weisse Fumarolen angedeutet. Aus den untern Bocchen im Atrio floss ruhig weissglühende Lava aus, die schon 75 *m* Länge erreichte, und auf ihr, namentlich aber an den Ausflussstellen, zeigte sich eine lebhafte Entwicklung von Wasserdampf, schwefliger Säure und Chlorwasserstoff.

Am 9. stiess der Gipfelkrater abwechselnd Wolken von schwarzem und weissem Dampf aus, während unter gleich stark bleibender Gasentbindung der Strom im Atrio an Ausdehnung gewann. Am 10. Juni hatte die Thätigkeit oben zugenommen, unten waren die tags zuvor ergossenen Massen schon fest geworden, und das Entweichen der Dämpfe erfolgte unter Zischen. Die Ränder des Ergusses waren nur noch 16 *m* vom Fusse des Monte Somma entfernt. Am 15. begann die Lava sich über den untern Bocchen aufzutürmen unter Bildung von Fumarolenkegeln. Am 16. brachen die schon zum Teil verfestigten Massen an verschiedenen Stellen wieder auf und lieferten neue Lavazungen, die sich im allgemeinen gegen den Monte Somma ausdehnten. Das ganze Atrio di Cavallo war überflutet und der Fuss des Sommarandes erreicht, doch schien die Temperatur des Magma etwas gesunken zu sein.

Am 21., 22. und 23. warf der Gipfelkrater Trümmersand aus, der bei dem herrschenden Südwinde auf dem Monte Somma niederfiel. Am 24. stockte die Lavaförderung, und der Strom war oberflächlich erstarrt,

bewegte sich aber unter der festen Kruste weiter. Am 1. Juli erfolgten auf der Spitze dicht hinter einander zahlreiche Auswürfe von Trümmersand, die um 19^h von einem weitern Zusammenbruche des Eruptionskegels begleitet wurden. Dabei kam der Brasilianer Dr. Silva Jardin ums Leben. Am 2. war die Lava etwas mehr nach Westen vorgeschritten und besass schon 1300 *m* Länge. Diese Ausbreitung nach West hielt an, bis am 23. Juli der Strom nach Überschreitung der Punta della Crocella sich in den Fosso della Vetrana ergoss, aber noch vor der Linie des Observatoriums Halt machte. In 21 Tagen hatte er also 850 *m* durchlaufen.

Inzwischen waren im Atrio im Zusammenhange mit den Bocchen mehrere Lavakegelchen entstanden, die teils kompakt, teils aus ausgeworfenen Schlacken zusammengesetzt und vollständig von bunten Sublimatprodukten bedeckt waren. In ihrem Innern sah man die glühende und kochende Lava. Sie befanden sich in lebhafter Solfatarenthätigkeit. Auf dem Gipfel beobachtete ich am 24. Juli zwei kleine von Nordnordwest nach Südsüdost orientierte Öffnungen, die abwechselnd dunklen Rauch und ringsumher niederfallende Trümmersande auswarfen, während die Hauptradialspalte bis auf einige Salzsäureexhalationen im untern Teile in ihrem übrigen Verlaufe keine Thätigkeit mehr zeigte. Auch oben nahmen bis bis zum 14. August sowohl der Umfang, als auch der Sandgehalt der Dampfmassen ab, die oft schon wieder rein weiss erschienen, und auch der Lavastrom, nachdem er im ganzen 2375 *m* Länge erreicht, bewegte sich auf der Westseite nicht mehr vorwärts.

Am 15. August hatte infolge abermaliger Einstürze der Krater 150 *m* Breite in seiner Nordsüd-Axe und eine Tiefe von 180 *m* erlangt, wobei jedoch die beiden Öffnungen auf seinem Boden in abwechselnder Thätigkeit blieben und reichlich weisse Dämpfe aushauchten. Dafür hatte unten im Atrio die Exhalation von Wasserdämpfen aufgehört, die Sublimations- und Zersetzungsprodukte waren trocken geworden, während die Lava ihren Lauf gegen Osten langsam wieder aufnahm und längs des Monte Somma vorschritt. Dieser Zustand dauerte bis in den Anfang November. Gegen den 10. November erreichten die nachdringenden Laven nicht mehr die Ränder des Ergusses, sondern indem zahlreiche kleine Strömchen nahe der Mitte des Ergusses hervorquollen, wuchs derselbe in die Höhe. Die Temperatur schien nicht wesentlich erniedrigt. Gegen Ost dehnte sich das Lavafeld noch hier und da etwas aus. Am 14. erschienen die Kraterwände noch mehr unterminiert; man hörte keinen starken Donner mehr, aber andauerndes dumpfes Geräusch, welches von Einstürzen herzurühren schien; weisser Dampf verhüllte das Innere, und kleine Lavafetzen wurden mit geringer Kraft zum Kraterrand emporgeschleudert. Die Südspalten des Hauptkegels entwickelten heisse trockene schweflige Säure. Die Nordspalte war ihrem ganzen Verlaufe nach durch leichte Wasserdampfausströmungen bezeichnet. Am 15. November konstatierte ich, dass die Fumarolenkegel im Atrio der nachdringenden Masse zum Opfer gefallen und unter neuem Material begraben waren. Bei der Zusammenziehung der erstarrenden Lava hatten sich Risse von 8 *m* Tiefe und 10 *m* Weite gebildet. Die grösste Dicke des Ergusses konnte man damals auf 20—25 *m* schätzen.

Von Mitte November 1891 bis Februar 1892 ereignete sich nichts Bemerkenswertes. Unaufhörlich entquollen reichliche weisse Dampfmassen dem Krater und nahmen in der Höhe die traditionelle Pinienform an, sehr selten unterbrochen durch dunkle sandgeschwängerte Rauchballen, noch seltener erreichten kleine Lavastückchen den Kraterrand. In den ersten zwei Monaten des Jahres wurden nur sehr unbedeutende Lavaströmchen im Atrio gefördert. Gegen Ende Februar vermehrten sie sich ziemlich, sich von Tag zu Tag anhäufend. Vom Februar bis Mitte April hielt sich die Thätigkeit des Vesuvs im gleichen. Um diese Zeit steigerte sich der Lavenausfluss, nahm neuerdings die Richtung gegen West, füllte die vorhandenen Risse und Spalten der vorausgegangenen Ströme aus und war

vom 5.—10. Mai auch von Neapel aus zu sehen. Um die Mitte des Monats kehrte der Berg zum gewohnten Zustand zurück, und Anfang Juni verhielt er sich völlig ruhig.

Am 7. Juni zeigte sich sowohl im Hauptkrater als im Atrio eine Steigerung der Thätigkeit. Der Hauptkrater warf unter zahlreichen Explosionen viele Schlacken, Bomben der neuen Lava, Bruchstücke älterer, von einer Haut frischer Lava umhüllter Gesteine und grosser Bimssteine aus; gleichzeitig entstanden auf der ein Jahr vorher aufgerissenen Spalte unten im Atrio acht neue Eruptivkegel, von denen sechs aus Schlackenlava, einer aus Fladenlava aufgebaut waren. Der achte bestand aus Schlacken und Bomben, lag dem Schlot am nächsten, zeigte aber nur Gasausströmungen, keinen Lavaerguss. Am 10. Juni war alles wieder in Ruhe. Im Juli 1892 hatte der Gipfelkrater 200 *m* Tiefe erreicht und blieb in seiner Strombolithätigkeit, die Lava hatte im Osten des Atrio und unmittelbar am Fusse des Hauptkegels etwas an Terrain gewonnen, die andern kleinen Kegel waren erloschen. Bis Ende des Jahres 1892 war der Vesuv im Solfatarenzustand mit einigen unbedeutenden Rückfällen in die Strombolithätigkeit. Über die ersten Monate von 1893 berichtet Mercalli.

In der zweiten Hälfte des Oktober wuchsen auf der Spitze des neuen Lavahügels abermals einige Kegel hervor, von denen bei meinem Besuche am 27. nur noch vier übrig waren, drei in Thätigkeit und einer in Ruhe. Der am typischsten entwickelte dieser Fumarolenkegel ist mehrfach photographiert worden, er besteht unten aus Bandlava und oben aus Schlacken. Die Lava hatte bis Ende Oktober auch im Nordwesten und Nordosten den Fuss des Monte Somma erreicht und bei ihrem fortgesetzten Dickenwachstum sich an demselben aufgetürmt, ohne dass die gleichmässige Förderung abgenommen hätte. Sehr heftig waren dagegen die Erscheinungen am Hauptkrater in der Nacht vom 26. zum 27. Oktober. Der Schlackenauswurf wurde von weissen, sehr sauren Dampfwolken unterbrochen, die von lautem Knall und bisweilen heftigen Stössen im Boden begleitet wurden. Kopfgrosse Blöcke und Schlacken von $^1/_2$ *cbm* flogen in die Luft, mitunter so rasch, dass man sie nur beim Herabfallen deutlich sehen konnte. Die Höhe, zu der sie aufstiegen, mag 450 *m* über der Bocca gewesen sein. Man sieht, das Bild hatte sich im Vergleich zu dem frühern Zustand wesentlich geändert. Hatten wir früher lange Zeit nur Solfatarenthätigkeit mit einzelnen Unterbrechungen durch stromboliartige Explosionen, so herrschen jetzt die letztern, und ist die erstere untergeordnet. Dies ist um so bemerkenswerter, als dieser Steigerung oben eine deutliche Schwächung der exzentrischen Erscheinungen entspricht. Denn im Dezember 1893 konstatierte ich eine unzweifelhafte Abnahme des Lavaausflusses im Atrio. Die ganze Masse gelangte zur Erstarrung, und am 4. Februar 1894 war die Eruption thatsächlich beendigt.

Augenscheinlich hatte sich in der bisherigen Ausflussspalte das Magma gestaut, die Seiten derselben waren wieder verfestigt und der diesem Ausbruch entsprechende Radialgang fertig, so dass der Lava nun der Ausweg versperrt war, und ihr nur der Raum des Hauptschlotes übrig blieb. So zog sich die Gesamtheit der vulkanischen Thätigkeit wieder auf den Gipfelkrater zurück, und es begann sofort dessen Ausfüllung. Auch fehlten von diesem Augenblicke an alle Trümmer zerstörter, den Kraterwänden angehöriger älterer Gesteine, wie Lavablöcke und Trümmersande, in den Auswürflingen. Diese bestanden nur aus neuer Lava in Form von Schlacken, Rapilli und haarförmigen Schlacken, wie sie von der Oberfläche der flüssigen Masse losgerissen werden.

Nach Beendigung der Seiteneruption erfuhr der Einsturzkrater weiter keine Veränderung mehr.

Er lag in dem 1872 entstandenen exzentrisch gegen Nordosten und war ungefähr elliptisch. Seine längere, Nord—Süd gerichtete Axe mass 185 *m* und fiel in die Ebene der neuen Spalte; seine kleinere Ost—West-

Axe hatte 160 *m* Länge, die Gestalt war die eines unten sehr weiten Bechers. Die Tiefe überstieg zuletzt 200 *m*. Die höchste Stelle des Randes lag im Osten und senkte sich gegen Süden und Südwesten. Anfangs zeigten seine Innenwände eine regelmässige Wechsellagerung von Lavabänken und losem Material, beide von vielen senkrechten oder schiefstehenden Gängen durchsetzt; später wurde durch Anlagerung von Asche das Bild verhüllt.«

Matteucci behandelt nun ausführlich die Produkte der Eruption und unterscheidet dabei die Auswurfsmassen des Kraters und die Produkte der Seiteneruption im Atrio.

»Was die erstern anbelangt, so brach bei Beginn der Eruption der damals bestehende Eruptivkegel des Gipfels in sich zusammen, so dass der 200 *m* tiefe neue Krater sich bildete. Dabei sind natürlich alle die Lavabänke und Gänge zertrümmert worden, deren Ausgehendes an den frischen Kratern später sichtbar wurde. Die Hauptmasse dieser Bruchstücke, speziell aus den tiefern, schon lange mit der Lava in Berührung befindlichen Partien des Aschenkegels dürfte eingeschmolzen und durch die Seitenöffnung als Lava ergossen sein, aber am Anfang wie am Schlusse des Ausbruches wurden feste Blöcke älterer Ströme ausgeworfen, die aber nur selten auf dem Kraterrand niederfielen, Die meisten derselben zeigten nicht einmal eine oberflächliche Schmelzung, manche staken in einer Hülle neuer Lava. Dagegen war häufig an den letztern eine Buntfärbung der Aussenseite durch Schwefel- und Chlorverbindungen zu bemerken. Das Fehlen der Hitzwirkungen beweist auf das deutlichste, dass diese Blöcke, sobald sie hinabgefallen waren, auch wieder ausgeworfen wurden, ohne längere Zeit mit dem glühenden Magma in Berührung zu bleiben.

Als Trümmersande (Sabbie frammentarie) bezeichnet Matteucci das wieder ausgeschleuderte lose ältere Material von Aschen und Rapilli, die ursprünglich zwischen den zerstörten Lavabänken lagen und natürlich wie diese gelockert wurden. Der Auswurf solcher Trümmersande pflegt stets bei Bildung eines Einsturzkraters aufzutreten und besonders bei dessen Erweiterung. Die Kraft der Explosionen bringt unter ihnen eine Sonderung nach dem Korne hervor. Die bedeutendsten Mengen wurden am 21. bis 23. Juni und am 1. Juli 1891 gefördert, an Tagen, wo sich der Abbruch der Innenwände deutlich konstatieren liess. Eine Probe dieser Sande bestand bei wechselnder Grösse und brauner bis graubrauner Farbe aus kleinen eckigen Bruchstücken und Schlackenpartikeln, von denen die erstern vorwalteten, wahrscheinlich weil durch die Rutschungen im Krater vielfaches Zerbrechen hervorgerufen war. Damit gemengt, fanden sich kleine bimssteinartige, stalaktitische oder fadenförmige Trümmer, hervorgegangen aus den umherspritzenden Tropfen der neuen Lava. Beide verschieden alten Teile eines solchen Sandes sind bisweilen so scharf unterschieden, dass man sie Korn für Korn zu trennen im stande wäre. Ausserdem lassen sich nachweisen: ganze oder zerbrochene Augitkrystalle, stets zersprungene Leucite, einige seltene Fragmente von Plagioklas und Olivin, Magnetit, Ilmenit,

Hämatit; Bruchstücke von dunkelgrünem oder braunem Glase und reichlichst Bröckchen von Grundmasse. In der Nähe des Kraters gesammelte Aschen waren dunkler, weil reicher an Eisenmineralien, die weiter ausgeworfenen heller, weil Leucit und Feldspat führend, eine Sonderung, die augenscheinlich in der Luft nach dem spezifischen Gewicht eingetreten ist.

Von dem eben besprochenen, nur umgelagerten ältern Material ist z. T. das neue, diesem Ausbruch angehörige deutlich unterschieden; es besteht aus Schlacken, Bomben, Lapilli und Sanden. Da der Krater in den ersten fünf Monaten nur Dämpfe ausstiess, wurde festes Gestein nicht ausgeschleudert. Erst gegen Mitte November 1891 setzte die stromboliartige Thätigkeit ein, war aber von längern Zwischenräumen unterbrochen. Die Auswürflinge vom 7. bis 10. Juni 1892 bestanden zum grössten Teile aus Schlacken und Bomben; Ende Juli wurden kleinere Stücke und sehr kleine Bomben gefördert, Ende Dezember erreichten diese kaum den Kraterrand, im April und Oktober 1893 waren die Explosionen zeitweilig wieder heftiger, aber erst nach dem Aufhören des Lavaflusses wurden sie kontinuierlich. Da die Massen beim Niederfallen noch weich sind, nehmen die grössern die Gestalt von Broten oder Fladen an, die meist mit Ausnahme der Bomben im Innern locker und blasig sind und eine wie mit Fäden überzogene Oberfläche haben.

Was die Bomben anbelangt, so verdanken dieselben nach Matteucci's Meinung ihre Festigkeit und runde Gestalt einem höhern Grade von Flüssigkeit des Magmas, da sie sonst bei ihrem kurzen Fluge durch die Luft kaum so sehr der zentrifugalen Kraft gehorchen und durch die drehende Bewegung die regelmässige Form annehmen könnten. Wahre Bomben wurden am 7. bis 10. Juni 1892 ausgeworfen. Diese Auswürflinge erreichten bis 250 *m* Höhe, fielen aber zum Teile wieder in den Krater zurück. Die auf dem Kraterrand gesammelten Stücke besassen $^1/_2$ bis 1 *cdm* Volum, waren oval, birn- oder spindelförmig, innen sehr kompakt, aussen von einer blasigen oder fadigen Hülle umgeben. Sehr selten fanden sich solche mit schlackigem Innern, welche den Übergang zu den gewöhnlichen Schlacken bildeten. Sie bestanden aus einem tiefschwarzen, zähen Leucittephrit, reich an Augit, arm an Plagioklas und ohne Olivin.

Mit dem Namen Lapilli bezeichnet man bekanntlich diejenigen Auswürflinge, welche der Grösse nach zwischen den Schlacken und Bomben einerseits, den Sanden anderseits stehen. Es ist bemerkenswert, dass älteres Auswurfsmaterial nicht in der Grösse der Lapilli auftritt; vielleicht weil Bruchstücke dieser Grösse leichter von dem flüssigen Magma aufgenommen und eingeschmolzen werden.

»Die Lapilli charakterisieren wie die Schlacken und Bomben den Aufschüttungskrater. Aber auch wenn ein Einsturzkrater entsteht, ist es nicht ausgeschlossen, dass in Perioden heftigerer Thätigkeit Lapilli in grösserer oder geringerer Menge ausgeworfen werden.

In der That begleiteten Lapilli die andern neuen Auswürflinge von dem Moment, wo der Krater sich wieder zu füllen begann, trotz der fortdauernden augenscheinlichen oder unsichtbaren Nachstürze der Kraterwände. Reichlich erschienen sie insbesondere während der Steigerung der Thätigkeit vom 7. bis 10. Juni 1892. Die grosse Entfernung vom Krater, in welcher ich eine ziemliche Anzahl derselben fand, beweist die beträchtliche strombolianische Spannung, welche während jener Tage im Krater vorhanden war. Die reichlichste Bildung der Lapilli trat aber erst ein, als die Seiteneruption aufhörte, demnach als das Kraterbecken sich auszufüllen begann.

Fadensande, Glasfäden und fadenförmige Sande wurden an den Tagen vor der Eruption ausgeworfen, hörten dann mit dem Einsturz des Kegels auf oder begleiteten die sogenannten Trümmersande in untergeordneter Menge, jedoch nur in den Zeiten, wo keine Abbrüche stattfanden. Im übrigen verhielten sie sich wie die Lapilli, von denen sie sich überhaupt nur durch die kleinen Dimensionen unterschieden, und mit denen sie durch alle Grössenübergänge verknüpft sind. Seit dem Schluss der Seiteneruption Februar 1894 wurden die Trümmersande völlig durch die Fadensande verdrängt.

Was die Produkte der Seiteneruption anbelangt, so gehörten die ersten Ergüsse der Lava mit zusammenhängender, glasiger, zum Teil glänzender Lava, der sogen. Fladenlava. Diejenigen, welche an den beiden folgenden Tagen den tiefern Öffnungen entquollen, erstarrten mit besonders schlackiger und trümmerartiger Kruste. Darauf folgten 6—7 Tage wieder ebenere oder zu den Fladenlaven gehörige Massen. Dann, vom 15. Juni 1891 bis zum Schluss, zeigte die Lava einen einheitlichen, zwischen beiden Ausbildungen stehenden Habitus, da sie zwar im allgemeinen eben oder Fladenlava, aber in jeder Richtung zerstückelt und zerbrochen war, so dass man weder die rundlichen Wülste des Stromes von 1858, noch die Schlackenhügel desjenigen von 1872, wohl aber eine Zusammenhäufung von zerbrochenen, überkippten und wie aufeinandergeschobenen Platten vor sich sieht. Diese Änderung im Habitus begann gleichzeitig mit der Anhäufung der ergossenen Massen in der Nähe der Ausflussstellen und dürfte nach Matteucci mit dem Sinken der Temperatur zusammenhängen, da die ältern, wohl heissern Zungen weit tiefer herabgestiegen waren. Die geringere Wärme veranlasste rascheres Stillstehen und Überflutung durch neue von unten her auf den Rissen nachdringende Massen. Somit hat es den Anschein, als wenn auch die Anfangswärme einen gewissen Einfluss auf die äussere Erscheinungsform der Laven verschiedener Eruptionen oder auch eines und desselben Ergusses besitzen würde. Diese Mittelstellung der neuern Lava zeigt sich auch in folgender Erscheinung. Während nämlich Fladenlaven wenig, die Schollenlaven aber sehr viel Gas ausstossen, hatten wir hier während des Fliessens auch nur schwache Gasentwicklung, dafür aber reichliche Sublimationen auf allen Spalten. Da nun ferner die Dauer der Gasentwicklung

von der Dicke des Stromes abhängt, so ist es kein Wunder, dass im Atrio di Cavallo, wo sich das Magma bis zu seiner grössten Mächtigkeit von 135 *m* übereinander getürmt hat, noch ein Jahr nach Beendigung des Ausbruches sich diese Exhalationen fortsetzen, wie sich ja auch die innere Wärme nur langsam verliert.«

Die petrographische Beschaffenheit der Laven und die Fumarolenprodukte werden von Matteucci genauer geschildert, worauf indessen hier nicht eingegangen werden kann, dagegen mögen die allgemeinen Ergebnisse, zu welchen der gelehrte Verfasser kommt, hier in der Zusammenstellung, die er ihnen schliesslich giebt, mitgeteilt werden:

1. »Sollen vulkanische Eruptionen direkt oder indirekt mit der Thätigkeit des Erdinnern zusammenhängen, so kann man ihre Beziehung zu gleichzeitigen und benachbarten Erderschütterungen nicht vernachlässigen.

2. Eine Flankeneruption ist nicht immer Folge einer Steigerung der Erdthätigkeit. Während einer solchen Eruption kann die letztere sowohl zu- als abnehmen.

3. Der Druck der Magmasäule im Vulkanschlot und die lokale Spannung der Gase können schliesslich die Wände des Vulkankegels zerreissen und neue Radialspalten hervorrufen.

4. Ohne eine heftige Steigerung der Thätigkeit und bei Verschluss des Vulkanschlotes äussert sich der innere Druck in der Ebene des geringsten Widerstandes des Vulkankegels.

5. Entsprechend frühern Beobachtungen entwickeln sich die Öffnungen längs der Radialspalte nicht gleichzeitig, sondern in bestimmter zeitlicher Folge von oben nach unten oder im Sinne des Radius von der vulkanischen Axe gegen die Peripherie. Alle Erscheinungen, die zu einer und derselben Eruption gehören, halten sich streng an die gegebene Vertikalebene.

6. Ein seitlicher Lavaausfluss hört offenbar auf, sobald die Spalte oder der Ausflusskanal sich schliesst, aber die Spalte kann oberhalb des Lavenniveaus auch nach Aufhören des Lavaausflusses offen bleiben.

7. Die Bildung eines Gesteinganges hängt, abgesehen von der Spalte, die im Vulkankegel entsteht, ab von der Art und Weise, wie sich der Einsturzkrater ausfüllt. Erfolgt die Ausfüllung durch lose Auswürflinge, so kann ein Gesteinsgang nur in den tiefsten Teilen entstehen.

8. Der Einsturz eines Kraterkegels kann einerseits die Ursache der Brüchigkeit des Kegels selbst, anderseits die Folge des Lavaausflusses sein.

9. Trümmersande charakterisieren einen Einsturzkrater, Fadensande im allgemeinen einen Aufschüttungskrater.

10. Bedeutender Steigerung der Thätigkeit kann ein nur mässiger Lavaausbruch entsprechen, während ganz bedeutende Lavamassen bei grösster Ruhe ausfliessen können. Dagegen dürfte die

Gasentwicklung mit der innern Erdthätigkeit in geradem Verhältnis stehen.

11. Mit der Vermehrung des Lavamateriales gegenüber den losen Auswurfsmassen wächst die Festigkeit eines Vulkankegels. Je häufiger an einem Vulkan die Lavaströme, je seltener die explosiven Eruptionen, desto fester wird sein Kegel. Die Höhe, die ein Vulkan zu erreichen vermag, hängt aber direkt ab von der Festigkeit seines Baues, woraus folgt, dass bei Unveränderlichkeit der letztern die Höhe nur in geringen Grenzen schwanken kann und sich nahezu gleichbleibend verhält. Das Entgegengesetzte muss eintreten, sobald durch wiederholte zentrale Ergüsse (und in der Folge Überlagerung von Strömen entsprechend den Flanken) oder durch seitliche Ausflüsse (und die daraus folgende Entstehung von Radialgängen und die Vermehrung kompakten Materiales am Fusse des Berges) die Festigkeit seines Baues zunimmt. Unter diesem Gesichtspunkt erscheint die neue Lavakuppe als Ausfüllung des Atrio del cavallo mit solidem Material geeignet, die Nordflanke des Vesuvkegels zu verstärken.

12. Die Brüchigkeit der Flanken des Vesuvkegels begünstigt eine neue Seiteneruption durch Wiederaufreissen der alten Spalten, namentlich gegen S, O und N. Aber wenn nicht eine kräftige Steigerung eintritt, oder noch unbekannte Ursachen eine neue Erschütterung des Kegels hervorbringen, erscheint die Bildung eines zentralen Lavastromes wahrscheinlicher.«

Die Thätigkeit des Stromboli und die Witterung. Unter den Liparischen Inseln zwischen Sicilien und Calabrien ist Stromboli die bekannteste wegen ihres 921 *m* hohen, beständig thätigen Vulkanes. Schon in uralter Zeit galt diese Leuchte des Tyrrhenischen Meeres den Seeleuten als Wetterzeichen. Plinius erwähnt, dass die Einwohner der Insel aus dem Rauche des Vulkanes erkennen könnten, welche Winde zu erwarten sind, und Martianus Capella berichtet, dass auf der Insel Aeolus König gewesen sei, welcher aus der hervorlodernden Flamme oder ihrem Rauche den kommenden Wind erkannt habe. An diesen Berichten kann etwas Wahres sein, insofern die Rauchsäule des Vulkanes die Richtung des in der Höhe wehenden Windes bereits erkennen lässt, ehe dieser sich am Boden bemerkbar gemacht hat. Indessen galt der Stromboli später überhaupt als Wetterprophet, und Dolomieu, welcher 1781 die Liparischen Inseln bereiste, hebt hervor, dass im allgemeinen dieser Vulkan im Winter beträchtlich lebhafter sei als im Sommer und lebhafter beim Herannahen von schlechtem Wetter und Sturm als bei Windstille. Spallanzani, welcher im Oktober 1788 Stromboli besuchte, erkundigte sich bei den Bewohnern der Insel nach den Wetterregeln, die sie aus der Menge des Rauches und der Stärke des Getöses ihres Vulkanes abgeleitet hatten, und fand bei eigner Prüfung in sieben Fällen diese Regeln meist nicht bestätigt. Der bekannte Vulkanologe

Poulett Scrope war dagegen geneigt, an einen Zusammenhang zwischen der Thätigkeit des Stromboli und dem Luftdruck zu glauben, indem eine Änderung des Luftdruckes das Gleichgewicht der expansiven Kraft in und unter dem Krater stören müsse. Auch Judd hält es für zweifellos, dass bei stürmischem Wetter und besonders im Winter die Ausbrüche des Stromboli am heftigsten seien, und beruft sich dafür auf das Zeugnis der Inselbewohner. Derselben Meinung ist Mercalli, welcher den meteorologischen Vorgängen einen erheblichen Einfluss auf die Stärke der vulkanischen Thätigkeit zuschreibt. Alfred Bergert ist nun der in Rede stehenden Frage näher getreten, nachdem er 1894 längere Zeit dem geologischen Studium der äolischen Inseln gewidmet hat [1]). Er teilt zunächst seine eignen Beobachtungen über den Zusammenhang der Luftdruckschwankungen und der Thätigkeit des Stromboli mit, aus denen sich ergiebt, dass ein solcher nicht erkennbar ist. Ferner hat er alle Paroxysmen des Stromboli seit 1881 mit dem Stande des Luftdruckes verglichen und gefunden, dass bisher nichts für die Zunahme der Energie des Stromboli infolge verminderten Luftdruckes spricht, eher könne man noch eine Steigerung der Thätigkeit bei hohem Barometerstande folgern. Endlich fand er auch, dass die von Mercalli gegebenen Listen der Stromboli-Ausbrüche keine Beziehung zu den Jahreszeiten mit Sicherheit erkennen lassen. Auch eine theoretische Betrachtung führt ihn zu dem Schlusse, dass man dem Luftdruck eine irgend bemerkenswerte Rolle in dem wechselnden Schauspiel auf der Kraterterrasse des Stromboli nicht zuerkennen könne, die ihn etwa als ein höchst merkwürdiges, natürliches Barometer erscheinen lasse. Wie ist aber der Volksglaube, der in dem Stromboli einen Wetterpropheten erblickt, entstanden? Diese Frage beantwortet Dr. Bergert in überzeugender Weise. Er betont, dass die Überlieferung sich nur auf die Rauchbildung des Stromboli beziehe. Es ist, sagt er, vorzugsweise Wasserdampf, welcher als Rauchwolke dem Gipfel der Vulkane zu entschweben scheint. Streichen nun über dem Stromboli feuchte Luftmassen hin, so wird scheinbar die Menge des vom Vulkan ausgehauchten Dampfes beträchtlicher als beim Wehen trockener Winde in den höhern Luftregionen. Der Vulkan stelle auf solche Weise ein sehr empfindliches Hygroskop, zu gleicher Zeit aber auch eine Wetterfahne dar, und durch geschickte Kombination der Anzeichen, welche diese beiden von der Natur an einer der Hauptseestrassen aufgestellten Apparate bieten, möchten wohl erfahrene Schiffer seit langer Zeit richtige Witterungsprognosen gebildet haben. »Wird bei feuchter Luft«, fährt Dr. Bergert fort, »die Dampfwolke über dem Gipfel des Vulkanes dichter, so werden auch die vom Krater ausgehenden Lichterscheinungen von unten her deutlicher wahrnehmbar, was dann wohl zu der Vorstellung geführt haben mag, dass bei trübem Wetter die Ausbrüche

[1]) Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft 1896.

des Stromboli heftiger seien als sonst.« Die Frage, von welchen Ursachen die Eruptionen des Vulkanes nach Zahl und Heftigkeit beeinflusst werden, ist zur Zeit nicht mit Gewissheit zu beantworten. Bergert glaubt, dass Mercalli das Richtige getroffen habe, welcher die wechselnde Thätigkeit eines Vulkanes, wie des Stromboli, der Hauptsache nach Verstopfungen des Lavakanales und gewaltsamen Reinigungen desselben zuschreibt. Bergert spricht schliesslich die Hoffnung aus, es werde sich einst vielleicht auch auf der Insel des Aeolus ein Observatorium zur Beobachtung ihres Vulkanes erheben, um darzuthun, dass meteorologische Faktoren nur von unwesentlichem Einfluss auf die Kraftäusserungen der Vulkane sind.

Über die Vulkane Japans verbreitet sich E. Naumann[1]). Er erwähnt, dass der Vulkan Schirane bei Kusats, welcher drei Krater auf seinem wallartigen Andesitrücken trägt, von denen der mittlere und grösste früher mit Wasser gefüllt war, nach dem Ausbruche vom 6. August 1882 Dampfausbrüche hatte. Aus mächtigen Spalten kamen zischend und sausend Dampfstrahlen und Dampfwolken hervor, und in einigen rauchenden Tümpeln am Grunde des Kessels sprudelte es, wie wenn Wasser kocht. Am Fusse der östlichen Steilwand aber bäumte sich die Flut in riesigem Schlote, um nach jedesmaligem Aufsteigen unter wildem Gewoge und Schäumen nach allen Seiten zu stürzen. Ein Anwachsen des Geheules verkündigte stets das erneute Aufsteigen der gewaltigen Fontäne. Die Temperatur des Wassers an einem kleinen Eruptionsloch war 83.5° C. Vor dem Ausbruche von 1882 waren sämtliche Krater ruhig, damals aber wurde ein 200 *m* im Durchmesser haltender Felszylinder in die Luft geblasen, und an Stelle des ehemaligen Sees trat ein Minentrichter (Explosionskrater, Maar). Der Ausbruch lieferte weder Laven, noch Tuffe, sondern anfangs nur Steine, am 9. August entstanden vier heisse Quellen, die am 16. August versiegten, worauf Dampfausbrüche eintraten.

Quer über den ganzen japanischen Inselbogen, von SSO bis NNW, verläuft eine Furche, die Verf. als Fossa magna bezeichnet (um eine Verwechslung mit Grabenbildung zu verhindern), und auf ihr sind die zahlreichen Vulkane des Landes aufgestiegen, darunter der Fuji. Wenn man, sagt Verf., aus dieser Fossa magna sämtliche Vulkane entfernt denkt, so bleibt eine breite, transversale Depression übrig mit sehr scharfer, westlicher Bewegung, mit Scharen von Bergriesen auf der Westseite. Auf der Ostseite ist die Begrenzung etwas verworren, jedenfalls ziemlich unregelmässig, und auf dieser Seite liegen keine so grossen Höhen des alten Gebirges. Naumann sieht in der Fossa magna »die Spur einer grossen Zerreissung, einer grossen Querspalte«. Vom äussersten Südwesten bis an das Nordende von Nipon lässt sich ein Streifen krystallinischer Schiefer

---

[1] Petermann's Mitteil. Ergänzungsheft Nr. 108.

verfolgen, vergleichbar den Centralmassiven der Alpen, und nur durch die Fossa magna unterbrochen; diese Zone krystallinischer Schiefer hat nach Naumann's Ansicht, »eine Art Brustwehr gegen das Emporquellen heissflüssiger Massen gebildet; denn neben ihr herlaufend finden wir nach innen zu, auf der Seite des japanischen Meeres, die weit ausgedehnten Spuren massiger Emporquellungen aus den verschiedensten Zeitaltern. Das ganze Gebiet, welches die Mauer krystallinischer Schiefer und alles, was ausserhalb daran gelegen ist, umfasst, ist arm an eruptiven Quellungen. Wo sich die Anordnung der Eruptivmassen an langgestreckte Linien bindet, da sind Spalten der Erdkruste zu suchen. Eine Längsspalte begleitet unzweifelhaft das ganze japanische Gebirge.« Die Fossa magna (die Querspalte) aber ist nach Naumann jünger als diese Längsspalte, letztere muss sich schon vor der Entstehung der krystallinischen Schiefer gebildet haben und war vermutlich der erste und Hauptanlass zum Emporwachsen des ganzen Gebirges. Die ganze japanische Inselkette war nach Naumann schon gegen Schluss des paläozoischen oder zu Beginn des mesozoischen Zeitalters fertig gebildet, ragte sogar zum grossen Teile über das Meer empor, wie die Seichtmeerbildungen der Trias-, Jura- und Kreidezeit beweisen.

Dampfquellen und Schlammvulkane in S. Salvador. Eine Anzahl derselben schildert Carl Sapper[1]). Man nennt sie im Lande teils Infiernillos, teils Ausoles, und schon im 16. Jahrhundert wurden einzelne derselben beschrieben. »Die aus tiefen Erdschichten mit mehr oder minder grosser Heftigkeit hervorströmenden Gase bestehen vorzugsweise aus Wasserdampf, welchem sich wechselnde Mengen von Schwefelwasserstoff und schwefliger Säure nebst Spuren von Kohlensäure, Stickstoff und Sauerstoff beimengen. Die stark erhitzten Gase entströmen öfters unmittelbar dem Schosse der Erde aus Öffnungen von mannigfacher Gestalt und Grösse (Dampfquellen); häufig aber treffen sie auch in oberflächlichen Schichten auf Wasser, das nun in Form heisser Quellen zu Tage tritt. In diesem Wasser kondensiert sich der Wasserdampf; Schwefelwasserstoff und schweflige Säure lösen sich darin auf, und der Rest der Gase steigt in Blasen auf. Die Erhitzung des Wassers durch die heissen Dämpfe ist natürlich je nach der Dauer der Einwirkung und der ursprünglichen Temperatur der Dämpfe selbst verschieden, und wenn auch die aufsteigenden Gasblasen den Anschein hervorrufen, als ob das Wasser siede, so haben doch sowohl Dollfus und Montserrat, als auch Renson in einer Reihe von Fällen nachgewiesen, dass sich die Temperatur des Wassers manchmal weit unter dem Siedepunkt befand. Wo die heissen Quellen in thonigem Erdreich münden, enthalten sie häufig fein verteilten Thon suspendiert, der teils grau, teils durch Eisenoxyd rot oder braun gefärbt ist. Ist nur wenig

[1]) Zeitschrift der deutschen geolog. Gesellschaft. 1896. 48. p. 14—26.

Thon im Wasser suspendiert, so bleibt dasselbe dünnflüssig, so dass die Gasblasen leicht in der Flüssigkeit aufsteigen können: die Klarwasserquelle ist zur Schlammquelle geworden. Ist aber viel Thon im Wasser suspendiert, so wird die Flüssigkeit zähflüssig; es bedarf dann schon einer gewissen Spannung, bis die Gase durch die zähe Flüssigkeit hindurchbrechen können, und ferner bedarf es einer gewissen Zeit, bis die Gase diese Spannung erreicht haben; es werden daher grosse Gasblasen in mehr oder minder regelmässigen Zwischenräumen mit einer gewissen explosiven Gewalt herausbrechen, und der dabei herausgeschleuderte oder überfliessende zähe Schlamm wird die Ränder der Quelle allmählich erhöhen und kann so schliesslich vollkommene Schlammvulkane erzeugen, wie sie Dollfus und Montserrat beobachtet haben. Es kann aber auch der Fall eintreten, dass der Kanal sich verstopft, durch welchen die Gase aus dem Innern der Erde hervorquellen, und dass schliesslich erst ein gewaltsamer explosiver Durchbruch die Bahn wieder frei machen kann; in der That berichtet J. Puente von einer derartigen Eruption des Ausol von El Zapote, welche etwa 20 Jahre vor seinem Berichte (also etwa Ende der sechziger Jahre) stattgefunden haben soll. Dieser Ausol bestand ursprünglich aus einem kleinen See von etwa 20 *m* Durchmesser; nach einer heftigen Detonation aber war derselbe verschwunden, und an seine Stelle waren mehrere Schlammquellen mit Schwefelgehalt getreten. Angesichts solcher Verhältnisse ist es leicht verständlich, dass die äussere Erscheinung der Ausoles und Infiernillos rasch und gründlich sich ändern kann, insbesondere an Stellen, wo das Gestein weich und stark zersetzt ist (Thon z. B.) und die Gase und Wasser also auch leicht sich neue Wege bahnen können. Dabei bleibt aber der allgemeine Charakter gleichartig, so lange an solchen Stellen die Gasexhalationen nicht versiegen; man beobachtet Dampf- und Wasserquellen, welch' letztere häufig Schlamm führen oder auch Schlammtümpel bilden, in denen Gasblasen aufsteigen; das benachbarte Gestein ist zersetzt, die ganze Umgebung vegetationslos oder nur mit dürftigen Moosen, Gräsern oder verkrüppelten Sträuchern bewachsen; da und dort erblickt man Schwefel und Alaun als Ausblühungsprodukt, auch Krystalle von schwefelsaurem Kalk, welche durch Kugelalgen grün gefärbt sind, sowie mannigfach gefärbte Absätze der einzelnen Quellen. Das Veränderliche an den Ausoles ist also ihre äussere Erscheinung, die Anordnung der Quellen und der Grad ihrer Thätigkeit.«

Sapper beschreibt das Aussehen und die Lage einer Anzahl dieser Quellen, wegen deren auf das Original verwiesen werden muss.

6. Erdbeben.

Das argentinische Erdbeben vom 27. Oktober 1894 ist von W. Bodenbender untersucht worden[1]). Dasselbe machte sich hauptsächlich in den Provinzen S. Juan und Rioja durch bedeutende

[1]) La Plata-Rundschau. 1. Nr. 21. p. 387 ff.

Zerstörungen fühlbar. Die Stadt Rioja, auf lockerm Boden stehend, wurde fast völlig zerstört, während Jachal, auf einer von mächtigen Bergketten umgebenen Fläche stehend, fast gar nicht litt. Die Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Erdbebenwelle fand sich zu nur 1.2 bis 1.3 *km*, also merkwürdig gering, wahrscheinlich infolge der lockern Beschaffenheit des Pampa-Bodens. Verf. kommt schliesslich zu folgenden Ergebnissen: »Der Erdbebenherd liegt weder in der Provinz S. Juan, noch in der Provinz Rioja, sondern im Norden derselben, nördlich des 28. Breitengrades in einer vulkanischen Region. Das Erdbeben wurde wahrscheinlich eingeleitet durch einen in grosser Tiefe gegen die feste Erdrinde ausgeführten Stoss, der in erster Linie auf die das Gebiet der Provinzen S. Juan und Rioja zahlreich durchsetzenden NS-Spalten, die Linien der schwächsten Resistenz, wirkte. Dementsprechend liegen die grössten Effekte auf den schon in frühern Erdperioden eingesunkenen NS-Schollen, erreichen in der an die Hauptkordillere grenzenden Zone ihr Maximum und nehmen in den östlichen Parallelzonen mehr und mehr ab. Die Effekte wurden in den südlichen, niedrigern, flachen Teilen der Zone gesteigert durch den Einfluss des Grundwassers, welches durch Absinken der Diluvial- und Alluvialmassen unter Bildung von Spalten an die Oberfläche gepresst wurde. Das Erdbeben ist ein tektonisches und kann als Fortsetzung früherer ähnlicher Vorgänge angesehen werden.«

Das Erdbeben von Laibach am 14. April 1895 wurde in seinen Wirkungen von Dr. Franz E. Suess untersucht, worüber bereits an dieser Stelle berichtet worden [1]). Seitdem hat derselbe Geologe seine Studien darüber in den Hauptzügen zum Abschluss gebracht und darüber in einer Sitzung der k. k. geologischen Reichsanstalt zu Wien berichtet [2]).

Die Isoseismen zeigen einige auffallende Erscheinungen; zunächst die exzentrische Lage des vermutlichen Epizentrums nördlich von Laibach; dasselbe erscheint innerhalb des Gebietes starker Zerstörung nach W und N verschoben. Die Intensität nimmt gegen N, quer auf das Streichen der Karawanken viel rascher ab als gegen S; demgemäss war das Beben z. B. in Triest noch bedeutend stärker als in Klagenfurt. Die Umgrenzung des Gebietes allerstärkster Zerstörung fällt nahezu genau mit dem Rande der Laibacher Ebene zusammen; ausserdem zieht eine Linie sehr starker Zerstörung genau im Streichen der tertiären Hügelkette nördlich von Laibach gegen Cilli. Auch in einiger Entfernung zeigen die Isoseismen mancherlei Unregelmässigkeiten. Am Rande des alten Gebirges und des ungarischen Tertiärgebietes tritt gewöhnlich eine Zunahme der Intensität ein; im allgemeinen scheinen die Isoseismen die Tendenz zu

[1]) Jahrbuch d. Astron. und Astrophysik. 6. p. 164.
[2]) Verhandlungen d. k. k. geolog. Reichsanstalt. 1896. p. 90. Nr. 2

besitzen, sich entsprechend dem Streichen des Gebirges in die Länge zu ziehen. Nicht für alle Unregelmässigkeiten wird sich leicht eine Erklärung finden lassen; so kann Dr. Suess für eine sehr deutliche negative Bucht im NO von Graz (Gebiet des Wechsels) keine Begründung im Gebirgsbau erkennen.

Das Erdbeben von Laibach gehört zu denjenigen, welche grosse Fortpflanzungsgeschwindigkeit aufweisen. Innerhalb eines Gebietes von ca. 150 *km* Entfernung vom Epizentrum haben sich auch die langsamern zerstörenden Stösse, welche den feinen Schwingungen nachfolgen, mit einer durchschnittlichen Geschwindigkeit von 2.8 bis 3 *km* per Sekunde fortgepflanzt. Jenseits dieses Kreises ist allem Anscheine nach eine Verzögerung eingetreten, welche innerhalb eines Gürtels von ca. 100 *km* Breite angehalten haben mochte; die Geschwindigkeit hat hier weniger als 2 *km* in der Sekunde betragen. Für die grossen Entfernungen bei Potsdam und Grenoble stellt sich jedoch wieder eine grössere Geschwindigkeit von 3.5 bis 4 *km* ein. Dabei wurden die feinen longitudinalen Schwingungen, welche der Hauptstörung vorauseilen und eine bedeutend grössere Geschwindigkeit aufweisen, ausser Acht gelassen. In bezug auf diese lassen sich keine Variationen erkennen; ihre Geschwindigkeit beträgt ca. 5 *km*.

Ein Hodograph wurde aus den genauen Daten der Observatorien in Triest, Fiume, Pola, von zahlreichen Stationen in Italien, von Grenoble, Hohenheim bei Stuttgart, Potsdam und Wilhelmshaven konstruiert und ergiebt die nach der Theorie von A. Schmidt geforderte Form mit einem innern, nach oben konkaven und einem äussern, nach oben konvexen Teile; wir können wohl mit ziemlicher Sicherheit schon hieraus die grössere Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Wellenbewegung in grössern Tiefen erkennen. Der Hodograph zeigt, namentlich was die grosse Fortpflanzungsgeschwindigkeit betrifft, grosse Ähnlichkeit mit dem Hodographen der Erdbeben von Charleston, nur ist beim Erdbeben von Laibach nach den vorliegenden Daten der Inflexionspunkt doch etwas deutlicher ausgesprochen. Versucht man, nach der Methode von A. Schmidt die Tiefe zu bestimmen, so gelangt man ebenso wie beim Erdbeben von Charleston zu enormen Tiefen; eine Überlegung in dieser Hinsicht würde ein Maximum von 200 *km* und ein Minimum von 60 *km* ergeben. Diese Resultate müssen doch einen Zweifel in die Methode wachrufen, oder es sind vielleicht die angenommenen Grundbedingungen doch nicht zutreffend.

Das mittelschlesische Erdbeben am 11. Juni 1895 wurde von Dr. R. Leonhard und Dr. W. Volz untersucht[1]). Hiernach wurde die Erschütterung in der Provinz Schlesien, in Österreichisch-Schlesien und vielleicht noch in einigen Grenzbezirken Böhmens verspürt, auf einer Fläche von mindestens 25 000 *qkm*. Die Lage

[1]) Zeitschrift d. Ges. f. Erdkunde zu Berlin. 1896. 31. Nr. 1. p. 1—11.

des von dem Erdbeben am heftigsten betroffenen Gebietes ergab sich schon nach den ersten Nachrichten als ungefähr in den Kreisen Reichenbach, Nimptsch und Strehlen gelegen. Das Bild, welches die Isoseisten hier geben, zeigt zwei pleistoseiste Gebiete, ein grösseres östliches in der Gegend der Strehlener Berge und ein westliches kleineres am Fusse des Eulen-Gebirges südlich von Reichenbach. In beiden Gebieten entspricht der Grad der Erschütterung dem 6. der Skala. Nur in dem östlichen pleistoseisten Gebiet schliessen sich noch einige Orte zu einer Ellipse zusammen, innerhalb welcher die Wirkungen dem 7. Grad der Skala entsprechen: z. B. stürzte in Tschanschwitz (Kr. Strehlen), ein Schornstein zusammen. Sonst beschränkten sich die Wirkungen des Stosses auf geringere Beschädigungen der Gebäude. In Reichau wurden einzelne Ziegeln aus einem Schornstein gerissen, in Gollschau erhielt das sonst baulich gute Inspektorenhaus Risse bis zu 1 *cm* Weite u. s. w. Fast durchweg wurden in beiden pleistoseisten Gebieten Ziegel aus Dächern und Schornsteinen geschleudert. Fast allenthalben in denselben löste sich Putz von den Decken und Wänden; auch Risse in den Wänden waren häufig. Aus mehrern Orten, die fast sämtlich in den beiden meisterschütterten Gebieten gelegen sind, wird berichtet, dass die Bewohner eiligst die Häuser verliessen. Von Interesse ist das Versiegen eines Brunnens in Zesselwitz (Kr. Münsterberg), dessen Wasser sich erst nach einigen Tagen wieder einstellte. Zwischen den pleistoseisten Zonen liegt eine Zone schwacher Erschütterung, etwa dem 4. Grad entsprechend, um Nimptsch. Die Zahl der Beobachtungspunkte in diesem Gebiete ist etwa dieselbe, wie die des westlichen Hauptschüttergebietes, so dass kein Zweifel an der Richtigkeit dieser anfänglich befremdenden Thatsache aufkommen kann. Um dieses schwach erschütterte Gebiet und beide Schütterzentren legen sich annähernd konzentrisch, von O nach W gestreckt, die weitern Zonen mit regelmässig abnehmender Intensität. Lokale Verstärkungen kommen hin und wieder vor, erklären sich jedoch aus der verschiedenen Beschaffenheit des Untergrundes. Orte, auf sehr mächtigem Diluvium, sowie auf anstehendem Fels erbaut, wurden in geringerem Masse erschüttert, als solche, unter welchen eine dünne Diluvialbedeckung auf festem Gesteine ruht. Eine geringe Verstärkung der Wirkungen findet sich daher an den Rändern der aus dem Diluvium auftauchenden Schollen, sowie in den Senkungsfeldern von Glatz und Hirschberg. Auffallenderweise zeigen dagegen die auf mässiger Diluvialbedeckung stehenden Ortschaften Nimptsch, Gross-Ellguth, Lang-Seiffersdorf u. s. w. einen ausserordentlich niedrigen Grad der Erschütterung.

Die Art der Erschütterung wurde, je nach der Entfernung von den stärkstbetroffenen Gebieten, verschieden empfunden, in diesen mehr als Stoss, in den peripherischen Gebieten als wellenförmige Bewegung. Die Beobachtungen gewisser Thatsachen beweisen auch für die pleistoseisten Zonen den Charakter derselben als einer ver-

tikalen. In Gollschau verlaufen die Risse und Sprünge meist horizontal, in Tepliwoda wurde der Kachelaufsatz von einem Ofen abgetrennt, in Johannsthal bei Reichenbach der Pendel einer Uhr ausgehakt. Die Bewegung scheint demnach im Zentrum eine mehr sukkussorische, in den Aussenzonen eine undulatorische gewesen zu sein. Hierdurch erklären sich auch die sehr verschiedenen Angaben über die Anzahl der empfundenen Stösse. Während aus den pleistoseisten Gebieten selten mehr als eine einmalige Erschütterung berichtet wird, wurden in den peripherischen Teilen aus der wellenförmigen Bewegung bis zu zehn unmittelbar aufeinander folgende Phasen herausgefühlt. Jedenfalls aber war die Erschütterung eine einheitliche. Eine unmittelbare Wiederholung derselben fand nicht statt; auch mehrere Angaben über vorangegangene Bewegungen am Vormittag oder in der Nacht vorher widersprechen einander in den Zeitangaben.

Die Stossrichtung wird im westlichen Hauptschüttergebiete vorwiegend als SO—NW angegeben, im östlichen fast durchweg als S—N. Die letztere Angabe wird durch zwei Beobachtungen bestätigt, indem in Reichau Ziegel, in Strehlen aufgeschichtete Zigarrenkisten nach N fielen. In den peripherischen Gebieten gehen die Bewegungsrichtungen mehr radiär auseinander. Soweit die Richtungsangaben vertrauenswert erschienen, wurden sie in die Übersichtskarte mit aufgenommen.

Die Dauer der Erschütterung ist zum Teil erheblich überschätzt worden. Die Mehrzahl der Angaben schwankt zwischen 1 und 5^s. Da 45% derselben auf 2 und 3^s entfallen, so ist es wahrscheinlich, dass die Dauer der Bewegung den Zeitraum von 2 bis 3^s nicht überstiegen hat, zumal die Dauer einer Sekunde meist unterschätzt wird.

Die Feststellung des Zeitpunktes der Erschütterung begegnete grossen Schwierigkeiten. Astronomisch genaue Zeitbestimmungen liegen überhaupt nicht vor. Auch stellten sich wiederum trotz Einführung der Einheitszeit nicht unbedeutende Verschiedenheiten der Bahn-, Post-, Telegraphen- und Ortsuhren desselben Platzes heraus. Zeitbestimmungen mit Angaben von Sekunden liegen nur in geringer Zahl vor und können nur zum Teil als annähernd richtig betrachtet werden.

Die Erschütterung trat zuerst um 9^h 27^m an der Südseite der Nimptscher Gneissscholle zwischen Diersdorf und Tepliwoda auf, wo sich die Ellipsen der pleistoseisten Gebiete einander am meisten nähern. Sie verbreitete sich hierauf in diesen rasch, im westlichen Gebiete vorwiegend gegen Westen, im östlichen mehr radial, und erreichte schon um 9^h 29^m die Neisse, sowie den Glatzer Kessel und den Westrand des Eulen-Gebirges. Innerhalb des schwach erschütterten Gebietes von Nimptsch war die Fortpflanzung eine überaus langsame; die Erschütterung erreichte nach übereinstimmenden Angaben erst um 9^h $29\frac{1}{2}^m$ Nimptsch und Gross-Ellguth.

Nach der Peripherie hin verlangsamte sich sodann die Bewegung ausserordentlich, besonders gegen N und SO. Sie wurde in diesen Richtungen durch die mächtige Diluvialbedeckung verzögert, während sie im Gebirge gegen den Hirschberger Kessel zu verhältnismässig rascher erfolgte.

Die Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Erschütterung betrug nach diesen Angaben im Maximum etwa 450 *m*, in den Aussenzonen nur 200—250 *m* in der Sekunde. Die Geschwindigkeit war mithin ungewöhnlich gering.

Das Schallphänomen, welches die seismische Bewegung begleitete, wird fast durchweg und in allen Gegenden als donnerartiges Rollen bezeichnet; bisweilen auch wird ein Knall oder Rasseln gemeldet. Unterschiede in der Art der Geräusche nach den einzelnen Stärkezonen können nicht festgestellt werden. Ebenso wenig lassen sich allgemeine Schlüsse über die zeitliche Aufeinanderfolge von Schall und Erschütterung, je nach der Entfernung vom Ausgangsorte der Bewegung, ziehen. Von 243 Berichten melden 89 ein Vorangehen, 39 ein Nachfolgen des Geräusches, die übrigen völlige Gleichzeitigkeit; jedenfalls wird überall die enge Verbindung von Erschütterung und Schallphänomen bezeugt. Dass die Verbreitung der Erdbebengeräusche eine sehr bedeutende war, scheint daraus hervorzugehen, dass das Geräusch ohne Erschütterung noch in Hönigern (Kr. Öls), sowie nach glaubwürdiger Meldung noch in dem 50 *km* vom äussersten Beobachtungspunkte des Erdbebens entfernten Herrnstadt (Kr. Guhrau) vernommen wurde.

Die Ursache des Erdbebens suchen die Verf. in einer Bewegung des Nimptscher Schollenkomplexes, welche an den südlichen und östlichen Bruchrändern desselben stattfand.

Die Verf. gehen schliesslich auch auf frühere Äusserungen seismischer Thätigkeit in Schlesien ein und beleuchten einige der bekannt gewordenen Erdbeben, die diese Provinz im Laufe der letzten Jahrhunderte betroffen haben. »Auf einen Einsturz ist wohl eine Erschütterung zurückgeführt worden, welche in dem an Höhlen reichen Bober-Katzbach-Gebirge am 10. Mai 1778 mittags 1^h auf einer Anhöhe in der Nähe von Tief-Hartmannsdorf (Kreis Schönau) beobachtet wurde. Die seismische Bewegung blieb trotz ihrer Heftigkeit durchaus auf diese Örtlichkeit beschränkt; sie war von starkem, donnerähnlichem Krachen begleitet und hatte einen Wirbelwind im Gefolge.

Als Einsturzbeben ist wahrscheinlich auch ein durchaus lokales Beben anzusehen, welches am 28. Februar 1835 abends $10^1/_2{}^h$ zu Karlsberg auf der Heuscheuer wahrgenommen wurde. Erschütterung und Schall dauerten nur eine Sekunde.

Manche seismische Bewegungen sind nicht rein durch Naturvorgänge spontaner Natur, vielmehr durch menschliche Eingriffe, durch die unterminierende Thätigkeit des Bergbaues hervorgerufen. Sie sind von Interesse, da sie das Bild des typischen Einsturzbebens bieten, dessen Wirkungen nicht mit denen der tektonischen vergleichbar sind.

Ein Beispiel dieser Art ist der in mehrern Etappen erfolgte Einsturz des 9 *m* mächtigen Sattelflötzes bei Königshütte. Der erste Einbruch erfolgte am 26. April 1875 und erschütterte die Häuser der genannten Stadt in solcher Stärke, dass Möbel rückten, und Mörtel von den Wänden

fiel. Die Erschütterung wiederholte sich am 8. Februar 1877. Gegen 8h abends erfolgte der erste Stoss unter donnerähnlicher Detonation; gegen 3h nachts fand eine zweite noch stärkere Erschütterung statt.

Am 13. Juni 1877 endlich stürzte die das Sattelflötz deckende Masse infolge des Zusammenbruches der stehengebliebenen Kohlenpfeiler um 6—7 *m* hinab. Die Erschütterung wurde jedoch in Königshütte wenig bemerkt.

Die weitaus grösste Zahl der Erdbeben in Schlesien gehört zur Klasse der tektonischen und Dislokationsbeben. Sie sind entweder primäre, d. h. sie nehmen ihren Ausgang unmittelbar von Brüchen der Sudeten und ihres schlesischen Vorlandes, oder sie sind sekundäre, fortgepflanzte und entstammen geologisch fremden Gebieten, aus denen sie sich in benachbarte Länder hinübererstrecken. Sie haben ihren Ursprung in Bewegungen der Karpathen, der Ost-Alpen, seltener solchen des mitteldeutschen Schollenlandes. Ihrer Entstehung nach sind diese sekundären Beben wiederum zu scheiden in solche, in welchen die Erschütterung ohne Unterbrechung fortgepflanzt wird, und in Simultanbeben.

Unter letztern verstehen die Verf. solche seismische Bewegungen, welche durch Erschütterungen in einem entfernten, tektonisch fremden Gebiete dadurch hervorgerufen werden, dass die vorhandenen Spannungen durch jene entfernte Bewegung zur Auslösung gebracht werden. Sie machen sich einmal durch ihr annähernd gleichzeitiges Auftreten kenntlich, vor allem aber durch eine auffällige Verstärkung der bis dahin nur schwach fortgepflanzten Erschütterung in entferntern Gegenden, also durch Bildung eines neuen pleistoseisten Gebietes.

Dies scheint bei einzelnen der stärkern Beben der Fall gewesen zu sein.

Wie Suess gezeigt hat, zeigen die seismischen Bewegungen der Ost-Alpen das Bestreben, sich quer zum Streichen des Gebirges weit auszubreiten. Diese Beben verschiedenen Ursprunges pflanzen sich unmittelbar nach Norden in die vorgelagerte böhmische Masse hinein fort. Die Erschütterung erreicht meist noch Iglau, häufig geht sie auch über Prag hinaus. Einzelne starke Erdbeben riefen nun in den Sudeten und ihrem schlesischen Vorlande stärkere Bewegungen hervor, ohne dass aus dem zwischenliegenden nordöstlichen Teile Böhmens stärkere Erschütterungen bekannt geworden wären. Leider kann der Beweis ihrer Eigenschaft als Simultanbeben durch Gleichzeitigkeit des Eintrittes nicht mehr klar erbracht werden, da die Zeitbestimmungen aus vergangener Zeit zu ungenau und nicht mit einander vergleichbar sind.

Das Beben von Neulengbach vom 15. September 1590, welches Suess als Transversalbeben bezeichnet hat, das heftigste, welches aus den österreichischen Alpen historisch bekannt ist, zeigte typisch die geschilderte Ausbreitung. Es reichte über Iglau mit grosser Stärke bis Prag und verbreitete sich noch über Leitmeritz nach Sachsen.

Auch in den Sudeten wurde eine zweimalige Erschütterung wahrgenommen. Der erste Stoss fand in Wien um 5h nachmittags statt; zur gleichen Stunde wird er von Lauban gemeldet, woselbst die Glocke dreimal anschlug. Ein besonders heftiger Stoss erfolgte in Nieder-Österreich nachts zwischen 12h und 1h. Um dieselbe Stunde wurde in Schlesien die zweite Erschütterung empfunden, sowohl in Lauban, wie in der Hirschberger Gegend, besonders stark in der Grafschaft Glatz, weiter noch in Breslau, wo die Wirkung schwächer war.

Deutlicher trat der Charakter des Simultanbebens gelegentlich des grossen Erdbebens vom 4. Dezember 1690 hervor, welches Villach und seine Umgebung verwüstete. Dasselbe pflanzte sich über die Mürz-Linie weiter fort über Wien, wo es den Stephansturm beschädigte, nach Böhmen hinein, bildete ein zweites Maximum bei Meissen und rief ein weiteres um Nördlingen hervor. Gleichzeitig wurden die Sudeten erschüttert; zu

Mährisch-Trübau, in der Grafschaft Glatz, sowie in der Ober-Lausitz war die Bewegung eine heftige; in ihrem weitern Verlaufe war sie noch zu Brieg und Breslau fühlbar.

Den gleichen Charakter trug das Beben vom 14. März 1837. Um 4h 40m nachmittags erfolgte zu Mürzzuschlag eine starke Erschütterung. Während nach Süden aber die Bewegung sich über Bruck a. d. Mur nur bis Graz erstreckte, wurde sie nordwärts noch über Prag hinaus bis Alt-Bunzlau wahrgenommen. Auch im Riesengebirge wurde eine Erschütterung gespürt, so zu Hirschberg nach 5h.

Auch das letzte grosse Laibacher Erdbeben vom 15. April 1895 ist in Schlesien nicht unbemerkt geblieben.

Alle diese Bewegungen haben das gemeinsam, dass die von den Alpen ausgehenden Erschütterungswellen, ohne dass ihre Fortpflanzung durch das östliche Böhmen sich nachweisen liesse, sich in den Sudeten in ziemlich erheblichem Masse verstärken; besonders stark werden die Senkungsfelder des Hirschberger und des Glatzer Kessels von den Bewegungen betroffen.

Selten tritt der Fall ein, dass Beben, welche ihren Ausgangspunkt im mitteldeutschen Gebirgslande haben, Schlesien in Mitleidenschaft ziehen. Dies geschah z. B. bei dem grossen mitteldeutschen Erdbeben vom 6. März 1872. Dasselbe wurde in dem grössern Teile Schlesiens bis Breslau und Glogau gespürt. In diesem Falle handelt es sich jedoch um eine regelmässige Fortpflanzung der Erschütterung.

Eine weitere grosse Reihe von Erdbeben, welche Schlesien betreffen, hat ihren Ursprung in den Zentral-Karpathen, vorwiegend in den Brüchen ihrer krystallinen Zonen. Auch diese Beben greifen quer durch die Ketten der Aussenzonen weit in das tektonisch fremde Vorland der oberschlesischen Platte und der Sudeten über. Sie zeigen in ihrem Verlaufe meist längs der Sudeten eine weitere Fortpflanzung als in dem schlesischen Flachlande, in dessen Diluvialbedeckung sie rascher verlauten. Einzelne derselben verbreiten sich nicht sehr weit über den Gebirgsrand hinaus, haben jedoch das Bestreben, sich längs desselben weiter fortzupflanzen, wie die Beben vom 1. Mai 1715 und vom 22. August 1785. Andere zeigen eine bei weitem grössere Verbreitung, wobei die Ausdehnung nach Norden die gegen Süden nach Ungarn hinein beträchtlich übertrifft. Das Beben vom 5. Juni 1443, welches Schemnitz zerstörte, verbreitete sich weit in die Sudeten hinein und war noch in Breslau fühlbar. In Brieg hatte es noch solche Kraft, dass daselbst das Gewölbe der Pfarrkirche St. Niclas beschädigt wurde. Die Bewegung vom 27. Februar 1786 4h früh hatte eine etwas geringere Stärke und Verbreitung; doch reichte dieselbe noch bis in die Grafschaft Glatz, sowie bis Frankenstein und Oppeln.

Ein weiteres karpathisches Erdbeben am 3. Dezember desselben Jahres wurde noch zu Breslau und Namslau wahrgenommen.

Am besten bekannt ist das Erdbeben vom 15. Januar 1858 geworden, welches bei Sillein im obern Waag-Thale sein Maximum hatte. Die Erschütterung verbreitete sich nach Süden, sich andauernd verschmälernd, nur bis an die Donau bei Waitzen. Nach Norden hingegen erstreckte sie sich, abgesehen von einer weiten Ausbreitung längs des Aussenrandes der Karpathen von Brünn bis Tarnow, weit nach Schlesien hinein. Der grösste Teil des schlesischen Flachlandes wurde von der Erschütterung betroffen; der nördlichste Beobachtungspunkt war hier Deutsch-Hammer nördlich von Trebnitz. Schwach oder überhaupt nicht erschüttert war hingegen auch diesmal die Bucht zwischen Oder, Zobten und Bober-Katzbach-Gebirge. Stark betroffen war wieder der Hirschberger Kessel, wie überhaupt die Fortpflanzung in den Sudeten sehr stark war. Der äusserste Punkt in denselben war Kratzau bei Reichenberg. Von hier verlief die westliche Grenze des Schüttergebietes längs des Gebirgsrandes über Geiersberg, Tatenitz und Mährisch-Trübau nach Brünn, so dass auch in diesem Falle die Erdbebenwelle die westsudetische Bruchlinie nicht überschritten zu haben scheint.

Die letzte Reihe der in Schlesien wahrgenommenen Erdbeben nimmt jedoch von den Sudeten ihren Ausgang. Bewegungen grösserer oder kleinerer Schollen, in welche das ganze Gebirge durch zahlreiche Brüche geteilt wird, bilden die Ursache zahlreicher, aber meist nicht starker Erschütterungen. Eine verhältnismässig grosse Zahl derselben betrifft ausschliesslich den südlichen Teil der Sudeten, das Mährisch-schlesische Gesenke. Dieselben sind besonders häufig in dem südlichen mährischen Teile derselben. Die des nördlichen Teiles, welche sich insbesondere in dem von der Kreideformation erfüllten Senkungsfeld des Glatzer Kessels am stärksten bemerkbar machen, nehmen ihren Ausgangspunkt wohl von den im Streichen der Zonen gelegenen SSW—NNO verlaufenden Brüchen dieses Gebietes.

Hierher gehört das Beben vom 10. Februar 1562, welches im Glatzischen Häuser zerriss, dasjenige in der Nacht des 13. Februar 1615 und ein solches zu Goldenstein am 5. September 1685. Aus neuester Zeit ist ein derartiges Beben, das vom 26. November 1878, genauer bekannt geworden. Dasselbe trat zuerst bei Schönberg auf und verbreitete sich bis Zuckmantel, Patschkau, Seitenberg, Habelschwerdt und Brand. Die Erschütterung, welche nur 2 bis 3 Sekunden dauerte, war heftig genug, um eine stehende Mühle in Gang zu setzen, Thüren aufspringen zu lassen, Uhrpendel zu stören u. dgl.

Nicht ganz selten sind lokale Erdbeben im Riesengebirge, vor allem in dem vielerschütterten Hirschberger Kessel. Aus dieser Gegend sind in neuerer Zeit mehrere Beben bekannt geworden, unter andern eines vom 31. Juli 1751 8^h abends, welches zu Hirschberg Risse in einem Thorturm hervorbrachte, und im Oktober 1799, dessen Richtung daselbst als ONO—WSW bezeichnet wurde.

In der Nacht vom 2. zum 3. Juni 1829 wurden, nachdem tags vorher das Mineralwasser zu Warmbrunn sich blau und molkig gezeigt hatte, auf der Schneekoppe drei Erdstösse gespürt.

Diese lokalen Erschütterungen scheinen mit denjenigen Brüchen in Zusammenhang zu stehen, an welchen der junge Einbruch des Hirschberger Kessels stattfand, wie mit der Aupa-Spalte. Letztere, deren Bedeutung Laube eingehend erörtert hat, und welche an der Schneekoppe bis nahe an den Granitkern des Riesengebirges vordringt, ist, wie Laube durch Erkundigungen feststellte, nicht selten der Ursprungsort kleinerer Erschütterungen; sie stellt eine Linie dar, auf welcher der Stosspunkt wandert.

Aus dem westlichen Teile des Riesengebirges ist ein Erdstoss bekannt geworden, welcher am 5. Oktober 1877 $6^1/_2{}^h$ abends zu Ober-Polaun gespürt wurde. Derselbe ist wohl auf einen der Querbrüche zurückzuführen, die Jokély neben zahlreichen Längsbrüchen am Südfusse des Gebirges nachgewiesen hat. Ausser derartig rein örtlichen, nur auf einen geringen Umkreis beschränkten Bewegungen, gehen von dem Sudeten-Gebirge bisweilen auch Erdbeben aus, welche fast ganz Schlesien erschüttern.

Leider ist auch über das starke Erdbeben vom 11. Dezember 1799 so wenig bekannt geworden, dass eine genauere Bestimmung seines Mittelpunktes unmöglich ist. Seine stärkste Wirkung zeigte sich auf einer Linie, welche Waldenburg, Landeshut und Schmiedeberg berührt, sowie zu Schönberg. Demnach wäre der Ursprung dieser Bewegung wohl in Brüchen der mittelschlesischen Karbonmulde zu suchen. Die Stossrichtung wird von Waldenburg als SSO—NNW angegeben. Schwächer äusserte sich die Erschütterung in Glatz, Schweidnitz, Friedland, Hirschberg, Liebwerda und Marklissa. Nach Osten zu war die Ausbreitung stärker, als im Gebirge gegen Böhmen, wohin sich die Bewegung »unter dem Gebirge fast gar nicht« verbreitete. Auch in diesem Falle, wie bei dem vom 11. Juni 1895, scheinen die westsudetischen Bruchlinien der Ausbreitung des Erdbebens eine Grenze gesetzt zu haben.

Ähnlich verhielt sich die Gestaltung des Schüttergebietes bei dem Erdbeben vom 31. Januar 1883. Demselben lag, wie Laube dargestellt hat, eine Bewegung an der SSO—NNW verlaufenden Stosslinie des Aupa-Thales zu grunde, deren Verlauf von Nachod über Kosteletz nach Trautenau und von hier bis an die Schneekoppe er nach Jokély's Aufnahmen eingehend darlegte. Bei dem genannten Beben, sowie bei einer schwächern Wiederholung desselben am 19. Februar desselben Jahres lag der Stosspunkt bei Trautenau. Das erstere zeigt eine Verbreitung, welche in Böhmen fast minimal ist und nicht weiter als bis Josefstadt und Königinhof geht. Erheblich war die Fortpflanzung gegen Schlesien senkrecht zur Axe durch die mittelsudetische Karbonmulde hindurch nach Mittel-Schlesien hinein. Hier erreichte die Bewegung noch Louisdorf zwischen Strehlen und Grottkau. Am stärksten war die Fortpflanzung wieder in der Längserstreckung des Gebirges; sie reichte von Tannwald am böhmischen Kamm der Grafschaft Glatz bis Reichenberg.

Eine ähnliche Gestalt des Schüttergebietes zeigt auch das oben dargestellte Erdbeben vom 11. Juni 1895, welches durch seinen Ursprungsort in den Gneissschollen des sudetischen Vorlandes sich von dem vorigen unterscheidet.«

Das Erdbeben in Mittel-Italien am 1. November 1895. Aus einem Bericht des Prof. Tacchini an die »Accademia dei Lincei« ist zu entnehmen, dass über das Erdbeben, das die Bewohner von Rom und Umgebung am Morgen des 1. November erschreckte, Nachrichten von etwa hundert verschiedenen Punkten vorliegen. Das Gebiet, in dem die Erschütterung nicht nur von den Seismographen verzeichnet, sondern auch von der Bevölkerung wahrgenommen wurde, ist danach durch folgende Orte begrenzt: Corneto-Tarquinia, Viterbo, Terni, Spoleto, Rieti, Pescarocchiano, Avezzano, Civitella Roveto, Vico del Lazio, Carpineto, Sermoneta und von da an der latinischen Meeresküste entlang bis zurük nach Corneto. Auf dieser 11600 *qkm* umfassenden Fläche sind an 72 verschiedenen Orten Wahrnehmungen gemacht worden, aus denen hervorgeht, dass das Gebiet der grössten Stärke der Erschütterung durch die Orte Rom, Ostia und Fiumicino bezeichnet wird und einen Flächenraum von 450 *qkm* umfasst. Auf Grund verschiedener Anzeichen, Charakter und Richtung der Bewegung, Ausdehnung, Stärkegrad, nimmt Prof. Tacchini an, dass der Herd des Erdbebens dicht am Meere bei der Tibermündung oder im Meere selbst lag, und zwar in einer Tiefe von 15 *km*. Über das oben umschriebene Gebiet hinaus wurde die Erschütterung, ohne von Menschen bemerkt zu werden, von den Seismographen verzeichnet in: Ischia, Monte Giorgio bei Ascoli-Piceno, Sieno, Fucecchio (Florenz), also bis zu einer Entfernung von 200 *km* vom Zentrum.

Das südwestdeutsche Erdbeben am 22. Januar 1896 ist von Prof. Gerland in Strassburg genauer untersucht worden[1]). Hiernach erstreckte sich das Schüttergebiet von Ulm bis Epinal und Plombières und von Lausanne und Clarens am Genfer See bis nach Schwäbisch-Hall, umfasste also eine Fläche von ungefähr 40000 *qkm*. Prof. Gerland macht darauf aufmerksam, dass diese Grenze im W

[1]) Beiträge zur Geo-Physik. 2.

den Bruchlinien des Granitmassivs der Vogesen folgt, und dass die Bewegung nördlich am Nordrande der Zaberner Bucht endigte, im S setzte das ältere Tertiärgestein, welches die Westalpen ummantelt, der Erschütterung die Grenze, während die Linie von Ulm über Biberach zum Bodensee schon oft Grenzlinie ziemlich weitgehender Erschütterungen gewesen ist. Schwarzwald und Vogesen wurden bis an die angegebenen Nordgrenzen gleichzeitig und gleichmässig über ihre ganze ostwestliche Ausdehnung erschüttert, was in dieser Art dort noch nicht beobachtet worden, während der Jura fast vollständig immun blieb. Das Erdbeben trat in der Nacht ein, und zwar gab das Seismometer zu Basel als Zeitpunkt eines horizontalen Stosses 12^h 46^m 16^s MEZ. an. Aus sonstigen Zeitangaben ist nur so viel als sicher abzuleiten, dass die Fortpflanzungsgeschwindigkeit des Bebens eine sehr grosse (mehrere Kilometer in der Sekunde) und die Lage des Herdes eine sehr tiefe gewesen sein muss. Geräusche wurden namentlich in der Zone grösster Schütterstärke vernommen und als Schlag, Knall, Krach oder dumpfes Rollen bezeichnet. Die Bewegung selbst ist als plötzlicher Stoss aufzufassen, der in Strassburg und Stuttgart wahrscheinlich vertikal war. Auf den Hauptstoss folgten wahrscheinlich einige viel schwächere Stösse. Prof. Gerland kommt zu dem Schlusse, dass am 22. Januar 1896 ein sehr tiefliegender Teil der Erdrinde, aus ältestem Urgesteine bestehend und durch die oben genannten Bruchlinien begrenzt, aber nicht erreicht, durch die Grenzspalten der Rheinebene heftig erschüttert worden ist. Diese Erschütterungen kamen zu stande nicht durch Bewegungen höher liegender Schollen, sondern stammten aus dem Erdinnern. Die eigentliche Ursache war nach Prof. Gerland's Meinung dieses Mal eine explosionsartige Bewegung oder Thätigkeit derjenigen Teile des Erdinnern, welche sich an die feste Erdrinde unmittelbar anschliessen. Diese Bewegung trat unter der Zone stärkster Erschütterung ein und kann eine ziemlich ausgedehnte, muss eine sehr heftige gewesen sein. Diese wichtige Schlussfolgerung behält sich Prof. Gerland vor, später ausführlicher zu begründen. Schliesslich bemerkt er noch, dass manche Menschen während der seismischen Bewegung das Gefühl des Schwindels überkam oder eine ähnliche unerklärliche, aber sehr unangenehme Empfindung. Auch Lichterscheinungen wollen mehrere Beobachter während des Erdbebens wahrgenommen haben, was Gerland wenigstens nicht für unmöglich hält, indem infolge der Bewegung Sumpfgase ausgetreten und am Sauerstoff der Luft rasch verlodert sein könnten.

Das grosse Erd- und Seebeben in Japan am 15. Juni 1896 schilderte Prof. Rein in einem Vortrage in der geographischen Sektion der 68. Versammlung deutscher Naturforscher zu Frankfurt (1896). Er selbst hatte dieses Gebiet im Herbst 1874 bereist, und zwar von der Sendaibucht an nordwärts. Diese Bucht teilt die ganze Ostküste der grossen Insel in zwei fast gleich lange, aber in ihrem geolo-

gischen Aufbau und in ihrer Gestaltung durchaus verschiedene Hälften. Die südliche Strecke bis zum Eingang in die Bucht von Yedo besteht aus jungen Bildungen, teilweise sogar aus Schwemmland, ist einförmig, flach und ohne Häfen. Auf der nördlichen Hälfte wurden die Küstenumrisse durch ein altes Schiefergebirge und die Eingriffe des Meeres bestimmt, wenigstens auf der Strecke von 39° 15′ bis 40° 30′ N.

Die Küste dieser Strecke, der Schauplatz der Verwüstung am 15. Juni, ist stark gegliedert mit zahlreichen schönen Buchten, den Mündungsstellen eben so vieler Flüsschen. Sie werden durch flachrückige, lange Bergzüge von einander getrennt, die 3 bis 400 *m* hoch, meist unbewaldet, sich gegen das Meer senken und hier in steilen, wenn auch nicht hohen Klippen abfallen. Diese Bergreihen sind Ausläufer eines Meridiangebirges, das in der Halbinsel Koshika und der Insel Kinkwasan auf der Ostseite der Bucht von Sendai endet, gegen N aber sich bis Hachinohe unter $40\frac{1}{2}°$ erstreckt, demnach etwa 250 *km* lang ist. Die viel gegliederte Küste macht zwischen diesen Endpunkten einen konvexen Bogen.

Zu dem Ereignis selbst übergehend, bemerkt Prof. Rein folgendes: Der Tag verlief zunächst wie jeder andere; nichts deutete eine atmosphärische Störung an. In Shizukawa fiel nachmittags 3^h der tiefe Stand der Ebbe auf, und als der Abend kam, nahm man hier, wie an vielen andern Orten, mehrere leichte Erderschütterungen wahr, die in Japan jedoch häufig vorkommen und deshalb nicht beunruhigen. Bald darauf, gegen $8^h\ 20^m$, hörte man im O ein dumpfes Brausen, das immer näher rückte und an Stärke zunahm, endlich wie Geschützfeuer klang, und nunmehr brachen rasch hintereinander drei ungeheuere Wellen in die Buchten herein, 6, 9 und 15 *m* hoch, und vernichteten innerhalb weniger Minuten 27000 Menschenleben und 12000 Gebäude. Kamaishi wurde fast vollständig zerstört, von seinen 6000 Bewohnern verloren 4985 ihr Leben. 19 im Hafen liegende Schiffe fand man später mehr oder weniger beschädigt, zum Teil zertrümmert, auf dem Lande liegend. Ein Schooner von mehr als 200 Tonnen war 450 *m* weit auf ein Weizenfeld geschleudert worden, ohne wesentlichen Schaden zu leiden. Die ganze Nacht hindurch bäumte sich und schäumte die wilderregte See an den Klippen so hoch und gewaltig auf, dass Fischer, die auswärts ihrem Berufe obgelegen hatten, die Küste nicht wahrnehmen konnten. Andere, die noch weiter in See gegangen waren, sahen eine von O kommende Meeresanschwellung, die wie eine gewaltige Dünung unter ihnen herging, ohne sie zu schädigen, dann aber nahe der Küste zerriss und hier sich wild auftürmte.

Nach Prof. Rein war die ganze Erscheinung ein Seebeben, das auf Meeresgrund östlich der Linie Kamaishi-Shizukawa etwa unter 142° östlich von Greenwich und etwa 39° nördlicher Breite stattfand. Von besonderem Interesse sind seine Mitteilungen über die Aufzeichnungen selbstregistrierender Flutmesser, insbesondere des-

jenigen zu Ayukawa am südlichen Ende der Halbinsel Oshika. Schliesslich erwähnt er die Nachwirkung dieses Seebebens an fernen Gestaden des Stillen Ozeans, bei Rarotonga, Hawai und Oregon und giebt die daraus von ihm berechneten Wege, Geschwindigkeiten und Meerestiefen an.

Beziehungen zwischen dem Bodenrelief und Erdbeben. Eine statistische Untersuchung über das Auftreten von Erdbeben, die 98 868 Beobachtungen umfasst und sich über 6789 Erschütterungszentren an 353 mehr oder weniger unstetigen Gegenden der Erdoberfläche erstreckt, hat F. de Montessus de Ballore zu einer Reihe von Gesetzmässigkeiten über das Verhältnis der Erdbeben zum Bodenrelief geführt [1]). Die Erläuterungen und Belege, welche zur Begründung der einzelnen Sätze angeführt werden, lassen sich auszugsweise nicht wiedergeben; hier können nur die Gesetze selbst aufgezählt werden. Sie lassen sich zunächst in folgenden allgemeinen Satz zusammenfassen:

Die seismisch unbeständigen Regionen begleiten die grossen Runzelungslinien der Erdrinde, d. h. ihre hauptsächlichsten Reliefzüge über und unter dem Wasser. In einer Gruppe nebeneinander liegender seismischer Gebiete sind diejenigen die unbeständigsten, welche die stärksten Reliefunterschiede darbieten.

Im speziellen lauten die gefundenen Gesetzmässigkeiten wie folgt:

1. Die Gebirgsländer sind weniger stabil als die Länder der Ebenen.

2. Die schnell sich vertiefenden Meeresküsten, besonders wenn sie eine bedeutende Kette umsäumen, sind unbeständig, und die Küsten der wenig tiefen Meere sind stabil, besonders wenn sie ein flaches Land umgeben.

3. Die kurze und steile Seite einer Gebirgskette ist am wenigsten stabil.

4. Der kurze und nichtstabile Abhang einer Kette wird besonders in seinen steilsten Partien erschüttert.

5. Der steilste Abhang eines Thales ist der am wenigsten stabile desselben.

6. Der äussere Winkel, in dem sich zwei Ketten treffen, ist weniger stabil als der innere Winkel, der kleiner ist als 90°.

7. Der Abhang einer Hauptkette, welcher von einem bedeutenden Ausläufer getroffen wird, ist weniger stabil als der dem Vorgebirge entgegengesetzte Abhang.

8. Die Massive sind weniger stabil an ihren Abhängen wie im Innern.

9. Plötzliche Änderungen der Neigung sind der Nichtstabilität günstig.

---

[1]) Archives des sciences physiques et naturelles. 1895. 36. p. 113.

10. Die mittlern Teile der Thäler sind oft weniger stabil als die höhern Teile und gewöhnlich unstabiler als die untern Teile.

11. Die schmalen gebirgigen Halbinseln sind unbeständig.

12. Die flachen Landengen, d. h. die in einer Depression des Terrains gelegenen, sind nicht stabil.

13. Die schmalen Engpässe sind häufig der Sitz von Erdbebenerscheinungen, welche hier ihr Epizentrum haben.

14. Die Gebiete hoher Erdbebenhäufigkeit fallen nur ausnahmsweise zusammen mit denen, welche sehr aktive Vulkane aufweisen. Mit andern Worten, die seismischen und die vulkanischen Erscheinungen sind von einander unabhängig.

Die bisherigen Methoden zur Bestimmung der unterirdischen Lage von Erdbebenherden hat Dr. G. Maass kritisch beleuchtet[1]). Nachdem man sich früher lediglich auf ungefähre Angaben der Richtung und Intensität der Erderschütterungen beschränkt hatte, wurde die erste auf wissenschaftlicher Grundlage beruhende Methode der Bestimmung eines Erdbebenherdes im Jahre 1847 von dem englischen Physiker Hopkins vorgeschlagen[2]). Hopkins stellte zuerst die Gesetze der Ausbreitung von Erdbebenstrahlen im Erdkörper fest, die für alle spätern Untersuchungen massgebend blieben. Er nahm an, dass sich die Erschütterungen von einem Punkte aus nach allen Seiten hin gleichmässig in geradlinigen Bahnen ausbreiten, dass also die Flächen gleicher Bewegungsphase konzentrische Kugeln bilden. Diese werden von der Erdoberfläche in um das Epizentrum konzentrischen Kreisen geschnitten, und zwar rücken diese Horizontal-Homoseisten mit zunehmender Entfernung vom Epizentrum immer näher aneinander. Die scheinbare Oberflächengeschwindigkeit nimmt also vom Epizentrum aus in der Weise ab, dass sie sich der wahren Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Erdbebenstrahlen immer mehr nähert. Um ein Erdbebenzentrum zu bestimmen, hätte man nur nötig, auf mehrern Horizontal-Homoseisten je drei Punkte festzulegen. Das Epizentrum würde man dann auf einer Karte leicht ermitteln können, wenn man die Beobachtungspunkte einer Homoseiste durch gerade Linien mit einander verbindet und in den Halbierungspunkten dieser Verbindungslinien Lote auf denselben errichtet, die sich im Mittelpunkte des Homoseistenkreises, also im Oberflächenmittelpunkte des Erdbebens, schneiden müssen. Senkrecht unter diesem muss sich nun der Erdbebenherd befinden. Durch genaue Ausmessung der Abstände mehrerer Horizontal-Homoseisten kann man nun die Abnahme der Oberflächengeschwindigkeit ermitteln und erhält so Zahlenwerte, um auf Grund der mathematischen Gleichung einer Hyperbel den Schnitt-

---

[1]) Potonié's Wochenschrift. 1896. 1.

[2]) Report of the meeting of the British Association for the advancement of science. London 1847. p. 83.

punkt der Asymptoten, den Erdbebenherd zu berechnen. Hopkins gab auch Verbesserungen für seine Formeln an, um die durch die geologischen Verhältnisse des Untergrundes hervorgerufenen Ablenkungen der Erdbebenstrahlen in Rechnung ziehen zu können. Um demnach die wirkliche Lage eines Erdbebenherdes nach dieser Methode bestimmen zu können, ist es also nötig, allein für die Ermittelung des Epizentrums, drei völlig übereinstimmende Zeitangaben und ausserdem noch genaue Zeiten mehrerer Homoseisten zu besitzen; ausserdem wäre aber die genaue Kenntniss der geologischen Verhältnisse des Bodens bis zur Tiefe des Herdes erforderlich. Diese Bedingungen sind aber zu schwer zu erfüllen, und infolge dessen ist diese Methode der Herdbestimmung bisher noch niemals angewendet worden.

Die von R. Mallet (1862) angegebene Methode stützt sich auf die Untersuchung der durch Erdstösse im Mauerwerk veranlassten Risse und Spalten, allein die Voraussetzungen, von denen er ausgeht, treffen in der Wirklichkeit niemals zu, während umgekehrt wohl die meisten Erschütterungen durch die gleichzeitige Bewegung einer grössern Erdscholle hervorgerufen werden. Auch hat Fr. Wähner gezeigt, dass das Auftreten und der Verlauf der Mauerrisse ganz unabhängig von der eigentlichen Stossrichtung ist. Eine zweite, gleichfalls von Mallet angegebene Methode stützt sich auf die Beobachtung umgefallener und fortgeschleuderter Gegenstände. An einem umgestürzten, vorher frei stehenden Körper kann man zunächst die Richtung bestimmen, in der die Bewegung den Körper traf, indem dieser stets in der vertikalen Ebene der Bewegung und, da er nur infolge seiner Trägheit umgestürzt wurde, der Bewegung entgegen liegen wird.

Auch diese Methode ist in den meisten Fällen nicht anwendbar, weil eben die Erdbeben zumeist nicht einfache Stösse sind, sondern länger andauernde und in Intensität und Richtung sich ändernde Bewegungen. Hierfür liefert R. Falb ein sehr lehrreiches Beispiel im Erdbeben von Belluno am 29. Juni 1873, welches S. Günther (Lehrbuch der Geophysik I. p. 390) unbegreiflicher Weise als Beweis für die Anwendbarkeit der Methode anspricht.

In seinem Werke: »Das mitteldeutsche Erdbeben vom 6. März 1872« schlug K. v. Seebach eine Methode der Herdbestimmung vor, die das von Hopkins vorgeschlagene Prinzip der Verwertung von Zeitangaben wieder aufnahm. Die Beobachtungszeiten müssen zunächst, um mit einander verglichen werden zu können, auf eine beliebig zu wählende Normalzeit — etwa mittlere Berliner Zeit — reduziert werden. Aus den so reduzierten Zeiten soll nun zunächst das Epizentrum bestimmt werden. Diese Aufgabe ist sehr einfach gelöst, wenn drei oder mehr Orte gleiche oder zwei oder mehr Paare von Orten unter einander gleiche Zeiten ergeben. Man braucht dann nur auf einer Karte die Orte gleichzeitiger Erschütterung geradlinig zu verbinden und in den Halbierungspunkten dieser Ver-

bindungslinien Lote auf denselben zu errichten, um im Schnittpunkt dieser das Epizentrum zu finden. Sind indessen keine einfachen rationellen Methoden der Bestimmung anwendbar, so wird man am kürzesten durch Probieren zum Ziele kommen, indem man aus der Gesamtheit aller Beobachtungen eine erste rohe Annäherung an den Oberflächenmittelpunkt versucht. Von dem so gewählten Punkte zieht man Radien nach einigen besonders zuverlässigen Beobachtungsorten und bestimmt aus ihnen die konstant angenommene scheinbare Oberflächengeschwindigkeit, die sich höchst wahrscheinlich auf den einzelnen Radien verschieden ergeben wird. Man nimmt nunmehr das Mittel der gefundenen Oberflächengeschwindigkeiten und sucht nun rückwärts ein neues Epizentrum, von dem aus man dann wieder ähnlich verfahren kann, bis endlich der Oberflächenmittelpunkt mit der wünschenswerten Genauigkeit gefunden ist. Den Herd des Erdbebens kann man dann ebenfalls rein mechanisch ermitteln.

Von den Bedenken gegen diese Methode ist die von v. Lasaulx angeführte Schwierigkeit nicht zu beseitigen: »Das Medium des Erdbodens ist ein zu ungleiches, um die genaue Konstanz der Fortpflanzungsgeschwindigkeit zu gewährleisten, und endlich ist die Form des Erdbebenherdes stets mehr oder weniger von einem Punkte oder Kreise abweichend.« Die hierdurch hervorgerufenen Abweichungen sind viel zu bedeutend, als dass sie sich, »wenn nur den Zeitangaben Zuverlässigkeit zuerkannt werden könnte, aus der Konstruktion und Betrachtung von selbst ergeben« und eliminieren liessen.

Die Schwierigkeiten der Mallet'schen und v. Seebach'schen Methoden glaubte R. Falb umgehen zu können, indem er eine Methode vorschlug, in der nur das Epizentrum und die Fortpflanzungsgeschwindigkeit zur Verwendung kommen unter Benutzung der mit den Erderschütterungen verbundenen Schallphänomene. Es wird dabei vorausgesetzt, dass Schallerscheinung und Erschütterung die gleiche Ursache haben und im Erdbebenherde gleichzeitig eintreten.

»Trotz ihrer Einfachheit«, sagt Maas, »lassen sich aber gegen die Anwendbarkeit dieser Methode mehrere schwerwiegende Bedenken erheben. Zunächst führt dieselbe wiederum den Emersionswinkel ein, welcher, wie wir noch zeigen werden, für unsern Zweck durchaus ungeeignet ist. Aber dieser Emersionswinkel wird hier auch noch auf Grund ganz willkürlicher Prämissen berechnet. Eine solche Prämisse ist die Einführung des Schallphänomens, dessen Fortpflanzungsgeschwindigkeit konstant und der der Erschütterung proportional angenommen wird. Die Schallphänomene gehen zwar den Stössen öfter voran, als dass sie ihnen folgen, wodurch andere Fälle natürlich nicht ausgeschlossen sind. In Mallet's Katalog finden sich 423 Angaben über Geräusche; von diesen gingen 100 den Stössen voran, 307 fielen mit ihnen zusammen oder begleiteten sie, neun folgten ihnen, zwei gingen voran und begleiteten die Stösse, zwei begleiteten und folgten und drei gingen voraus, begleiteten und folgten. Ähnliche Resultate erhielt Davison aus seiner nach

Meldungen aus 64 Orten angefertigten Statistik über das Erdbeben von Invernes am 15. November 1890. Für die Mehrzahl der Fälle wäre also die Falb'sche Methode nicht anwendbar. Weiter hat sich öfters gezeigt, dass die Ausdehnung des Schallgebietes unabhängig ist von der des erschütterten Gebietes, so dass die extremsten Fälle vorkommen können: Geräusch ohne Erschütterung und Erschütterung ohne Geräusch. Ebenso sind häufig beide Gebiete nicht konzentrisch; vielmehr liegt der Ausgangspunkt des Schallphänomens der Oberfläche näher als der der Erschütterungen, eine Erscheinung, die wohl darauf zurückzuführen ist, dass die Geräusche hervorgebracht werden von den kleinsten Vibrationen, die vorzugsweise von den obern und seitlichen Rändern der den Erdbebenherd bildenden Gleitfläche herkommen. Die Falb'sche Methode ist also ebenfalls zur Ermittelung eines Erdbebenherdes durchaus ungeeignet.

Eine neue, auf ganz anderer Grundlage beruhende Methode der Herdbestimmung schlugen C. E. Dutton und E. Hayden bei ihren Untersuchungen über das Erdbeben von Charleston am 31. August 1886 vor, indem sie von der durchaus richtigen Annahme ausgingen, dass der Impuls des Erdbebens eine Energie ist, die als elastische Welle durch den Erdkörper fortgeleitet wird, und deren Fortpflanzung und Intensitätsänderung den allgemeinen Gesetzen der Wellenbewegung unterliegen. Diese Methode hat den grossen Nachteil, dass sie nur anwendbar ist bei Erdbeben, welche in einem möglichst ebenen und homogenen Terrain stattfinden, da jede Reflexion einer Erdbebenwelle und jede Interferenz mehrerer die Bestimmung der Intensität illusorisch machen würde. Ausserdem aber liegt auch ihr ein prinzipieller Fehler zu grunde.

Dieser Fehler ist, wie Maas hervorhebt, die Nichtberücksichtigung des Hauptgesetzes der Wellenbewegung, welches hier gilt, nämlich: die Fortpflanzungsgeschwindigkeit einer Wellenbewegung ist in dem gleichen Medium stets die gleiche; in verschiedenen Medien dagegen ist sie direkt proportional der Quadratwurzel aus dem Elastizitätsmodulus und umgekehrt proportional der Quadratwurzel aus der Dichte. »Dieses Hauptgesetz der Wellenbewegung ist nun bei allen bisher auseinandergesetzten Methoden der Herdbestimmung, ja bei allen Untersuchungen über die Ausbreitung von Erderschütterungen ausser Acht gelassen worden, es ist dies der prinzipielle Fehler, der allen Methoden der Herdbestimmung anhaftet, der ihre Resultate illusorisch macht.«

»Für die theoretische Untersuchung«, fährt Dr. Maas fort, »ist es natürlich der Einfachheit wegen geboten, eine aus dem gleichen Material bestehende Erde, etwa eine Erde aus Glas oder Stahl, anzunehmen, trotzdem die thatsächlichen Verhältnisse von einem derartigen Idealkörper weit entfernt sind. Aber selbst unter dieser Voraussetzung darf man niemals von einer homogenen Erde reden. Schon infolge der Schwere und des durch sie hervorgerufenen Druckes ändert sich mit zunehmender Tiefe sowohl der Elastizitäts-

modulus als auch die Dichte; beide werden noch weiter verändert infolge der Wärmezunahme nach dem Innern der Erde. In welcher Weise diese Veränderungen aber vor sich gehen, ob der Elastizitätsmodulus schneller wächst als die Dichte, oder ob das Gegenteil stattfindet oder endlich, ob beide Faktoren in gleichem Verhältnisse anwachsen, darüber wissen wir nichts. Es ist hier der Spekulation völlig freier Spielraum gegeben, und es ist nun die Aufgabe der Untersuchung, die Theorie den thatsächlichen Erscheinungen möglichst anzupassen. Die eine Annahme, dass Dichte und Elastizitätsmodulus mit der Tiefe in gleichem Verhältnisse zunehmen, können wir für die Erde ganz vernachlässigen, da nicht einmal die Schallstrahlen in der Luft sich geradlinig fortpflanzen, wenn sie in Luftschichten von verschiedener Temperatur gelangen, während sie allerdings in gleichmässig erwärmten Luftschichten, in denen nach dem Mariotte'schen Gesetze stets Dichte und Elastizitätsmodulus einander proportional sind, ihre geradlinige Richtung beibehalten. Die starren Mineralien folgen aber dem Mariotte'schen Gesetze nicht; für sie fällt jeder Grund der Geradlinigkeit der Strahlen fort. Für uns bleiben somit nur noch die beiden Annahmen, dass die Erdbebenstrahlen nach unten konvex oder konkav sind, und wir müssen nun untersuchen, welche dieser Annahmen den thatsächlichen Verhältnissen am besten entspricht.

Auf diese Frage ging theoretisch zuerst A. Schmidt ein, indem er nachzuweisen suchte, dass die Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Erdbebenwellen mit der Tiefe zunimmt, dass also die Erdbebenstrahlen nach unten konvex sind[1]). Er stützte sich dabei auf die schon mehrmals gemachte Beobachtung, dass in Bergwerken die Erschütterungen weniger stark sind als an der Erdoberfläche. Er sagt darüber: »Was sich mit dem Erdbeben fortpflanzt, ist Energie, ist Arbeit. Arbeit aber ist Produkt aus Kraft und Weg, je grösser der eine Faktor, um so kleiner ist der andere, je grösser der Druck wird, unter welchem des Gestein steht, um so kleinere Exkursionen machen die schwingenden Punkte, um so weniger können aufliegende Körper mitbewegt werden. Ferner muss der veränderten Schwingungsart in der Tiefe eine veränderte Fortpflanzungsgeschwindigkeit entsprechen, daraus folgt ein zweiter Grund der verminderten Vernehmlichkeit.« Weiter stützt sich Schmidt auf die bei Experimenten erzielten Resultate über die Fortpflanzungsgeschwindigkeit von Erderschütterungen und auf die entsprechenden Beobachtungen bei Erdbeben. Was zunächst die letztern Beobachtungen betrifft, so giebt darüber die nachstehende Tabelle einige Angaben.

[1]) A. Schmidt, Wellenbewegung und Erdbeben. Ein Beitrag zur Dynamik der Erdbeben. Jahreshefte des Vereins für vaterländische Naturkunde in Württemberg 1888. p. 248—270.

Erdbeben	Oberflächengeschwindigkeit
Rheinisches, 29. Oktober 1846 . . .	0.568 *km* in der Sekunde
Neapel, 16. Dezember 1857	0.260 » « » »
Sillein, 15. Juni 1858	0.206 » » » »
Mitteldeutsches, 6. März 1872 . . .	0.742 » » » »
Herzogenrath, 22. Oktober 1873 . . .	0.360 » » » »
Herzogenrath, 24. Juni 1877	0.475 » » » »
Westdeutsches, 26. August 1878 . .	0.302 » » » »
Andalusien, 25. Dezember 1884 . . .	1.5—1.6 » » » »
Charleston, 31. August 1886	2.5 » » » »
Japan, 22. März 1894	5.270—3.1 » » » »
Lokris, 27. April 1894	2.0—3.2 » » » »
Merida-Ecuador, 28. April 1894 . .	3.1—7.9 » » » »
Konstantinopel, 10. Juli 1894 . . .	3.0—3.7 » » » »

Dabei ist zu beachten, dass die viel grössern Werte der Oberflächengeschwindigkeit bei den neuern Erdbeben durchaus nicht auf genauere Beobachtungen zurückzuführen sind. Jedoch ist zu berücksichtigen, dass sich die Untersuchungen bei den ältern Erdbeben nur auf das eigentliche Schüttergebiet beschränkten, während es sich bei den neuern ausschliesslich um Beobachtungen in sehr grosser Entfernung vom Epizentrum handelt. So wurde das andalusische Erdbeben in Greenwich und Bremen, das von Charleston in Washington und New-York, das japanische in Berlin, Rom, Grenoble, das lokrische in Strassburg und Birmingham, das von Merida-Ecuador in Charkow und in Nikolajew und das von Konstantinopel in Paris, Utrecht, Wilhelmshafen wahrgenommen. Hieraus ergiebt sich nun mit vollster Klarheit, dass die Oberflächengeschwindigkeit in der Nähe des Epizentrums gering, in grosser Entfernung aber sehr bedeutend ist.

Diese Beobachtungsthatsache widerspricht nun durchaus den Ergebnissen, welche Mallet, Milne, Abbot, Fouqué und Michel Lévy bei ihren experimentellen Untersuchungen erhielten. Hierbei fanden sie nämlich: 1) Je heftiger der erste Stoss ist, um so grösser ist die Fortpflanzungsgeschwindigkeit, und 2) die Fortpflanzungsgeschwindigkeit nimmt mit der Entfernung ab. Der erste Satz steht scheinbar in direktem Widerspruch zu dem oben angeführten Gesetz der Wellenbewegung, dass nämlich im gleichen Medium die Fortpflanzungsgeschwindigkeit einer Welle konstant ist unabhängig von der Intensität. Die Geltung dieses Gesetzes geht aus folgender Betrachtung hervor. Hinge die Fortpflanzungsgeschwindigkeit von der Intensität ab, so müssten bei der Musik die lauten Töne, beispielsweise einer Trompete, zuerst das Ohr erreichen und dann erst, je nach ihrer Stärke die übrigen Töne. Dem ist aber nicht so. Und doch kann der von den genannten Forschern aufgestellte Satz nicht als auf Beobachtungsfehlern beruhend angesehen werden. An der Richtigkeit der zweiten Beobachtung lässt sich vorläufig nicht zweifeln.

Auf Grund dieser Thatsachen: geringer Betrag und Abnahme der Oberflächengeschwindigkeit in geringer Entfernung vom Epizentrum, grosser Betrag derselben bei grossen Axialabständen und Abnahme der Intensität mit der Tiefe, der eine Zunahme der wahren Fortpflanzungsgeschwindigkeit entspricht, kommt A. Schmidt nun zu folgenden Vorstellungen über die Ausbreitung von Erdbeben. Da die Fortpflanzungsgeschwindigkeit mit der Tiefe wächst, so werden die Flächen gleicher Bewegungsphase nicht, wie Hopkins und seine Nachfolger annahmen, konzentrische, sondern exzentrische Flächen, die wir der Einfachheit wegen einmal kugelförmig annehmen wollen. Die Erdbebenstrahlen werden nach unten konvexe Kurven. Die Oberflächenintensität hängt dann ab von der Dichte der auf ein Flächenelement treffenden Strahlen und nimmt vom Epizentrum aus ab. Diese Vorstellung entspricht den Anforderungen der Veränderung der Oberflächengeschwindigkeit. Zum Beweise errichte man in den Schnittpunkten der Homoseistenkreise mit der Erdoberfläche Lote, und trage auf diesen in einem beliebigen aber gleichen Massstabe die zugehörigen Zeiten ab; dann entsteht, wenn man die so erhaltenen Punkte durch einen stetigen Zug verbindet, eine Kurve, welche die scheinbare Oberflächengeschwindigkeit darstellt. Diese Kurve, eine Konchoide, lässt aus ihrer im einzelnen Punkte grössern oder geringern Steigung unmittelbar die scheinbare Oberflächengeschwindigkeit im darunter liegenden Punkte der Erdoberfläche erkennen. Je steiler die Kurve ist, um so geringer ist die Oberflächengeschwindigkeit. Wo die Kurve horizontal verläuft, ist die Oberflächengeschwindigkeit unendlich gross; wo sie nach unten konkav ist, nimmt die Oberflächengeschwindigkeit nach aussen zu, wo sie konvex ist, ab. Wir sehen nun, dass unsere Konchoide im Epizentrum horizontal und nach unten konvex ist, sie nähert sich dann schnell der geradlinigen Richtung mit stärkster Steigung, um in einem Wendepunkt aus der konvexen in die konkave Biegung überzugehen, mit welcher sie, unter Annäherung an die Horizontale, ins Unendliche verläuft. Hieraus ergiebt sich, dass die Oberflächengeschwindigkeit vom Epizentrum aus, wo sie unendlich gross ist, nach aussen erst bis zu einem bestimmten Grenzwert abnimmt, um dann wieder anwachsend unendlich gross zu werden. Die Wendepunkte der Konchoide, welche dem der Wellengeschwindigkeit im Erdbebenherde gleichen Grenzwert der abnehmenden Oberflächengeschwindigkeit entsprechen, liegen senkrecht über den Punkten, in denen die den Erdbebenherd horizontal verlassenden Strahlen die Erdoberfläche treffen. Die Gestalt der Konchoide ist im hohen Grade abhängig von der Tiefe des Erdbebenherdes, indem sich mit zunehmender Tiefe die Wendepunkte von einander entfernen. Für die Herdtiefe Null verschwindet der konvexe Teil der Kurve, also auch das innere Schüttergebiet, in welchem die Oberflächengeschwindigkeit abnimmt. Dies kann nun zur Erklärung der auffallenden Resultate bei den Untersuchungen über die Ausbreitung von Erd-

erschütterungen dienen. Bei einer von einem Punkte der Erdoberfläche ausgehenden Erschütterung nimmt, entgegen dem Hopkins'schen Prinzip, die Oberflächengeschwindigkeit zu. Von der Intensität der Erschütterung hängt das Verbreitungsgebiet unmittelbar ab; damit wachsen die der Messung zu Gebote stehenden Entfernungen und hierdurch auch die erhaltenen Mittelwerte.

Da die Gestalt der Konchoide von der Tiefe des Erdbebenherdes unmittelbar abhängig ist, so kann man umgekehrt auch aus ihrer Gestalt wieder einen Schluss auf die relative Tiefe des Herdes ziehen. Es gehören dazu eine Anzahl möglichst genauer Zeitbestimmungen, die ebenso vermerkt werden, wie bei der v. Seebach'schen Methode.

Auf Grund dieser neuen Methode hat nun A. Schmidt für einige der genauer untersuchten ältern Erdbeben eine neue Berechnung der Herdtiefe vorgenommen und ist dabei zu folgenden, durchaus abweichenden und kaum jemals vermuteten Resultaten gelangt, die für die Erdbebenforschung von weitgehender Bedeutung sind.

Erdbeben	Herdtiefe	
	alte Bestimmung	neue Bestimmung
Mitteldeutsches 1872	17.956 *km*	35— 70 *km*
Herzogenrath 1873	11.130 »	0— 3 »
Charleston 1886	19 00 »	107—119 »

Später wies A. Schmidt noch nach, dass bei der grossen Ausbreitung der Erdbeben auch die v. Seebach'sche Hyperbel zur Konchoide werden müsste [1]), da man nun nicht mehr die Krümmung der Erde vernachlässigen dürfe. »Also auch die Zweiteilung eines jeden Erdbebengebietes in einen innern und äussern Bezirk, den innern mit einer vom Zentrum an abnehmenden, den äussern mit zunehmender Oberflächengeschwindigkeit steht unbedingt als Schema für jedes Erdbeben fest.«

Dr. Maas kritisiert nun eingehend die Voraussetzungen, auf denen sich die Schmidt'sche Methode aufbaut, und kommt zu dem Ergebnis, »dass dabei zur Bestimmung nur angenäherter Grenzwerte eine grosse Anzahl höchst langwieriger und verwickelter Untersuchungen der Beobachtungszeiten, der geologischen Verhältnisse des Schüttergebietes, der Richtung der Stossstrahlen, Schichtflächen, Gänge und Spalten und der Fortpflanzungsgeschwindigkeit von Erschütterungen unter Berücksichtigung aller dieser Bodenverhältnisse, notwendig sind, welche die Ausführbarkeit der Bestimmung in hohem Grade beeinträchtigen. Ausserdem aber wird das Ergebnis der

[1]) A. Schmidt. Untersuchungen über zwei neuere Erdbeben, das Schweizerische, vom 7. Januar 1889, und das Nordamerikanische vom 31. August 1886. (Jahresh. d. Ver. f. vaterl. Naturk. in Württemberg. 1890. p. 227.)

ganzen mühevollen Untersuchung durchaus problematisch gemacht durch die in den meisten Fällen bestehende Unmöglichkeit, die Gestalt und Richtung des Erdbebenherdes auch nur einigermassen zu bestimmen. Wir müssen deshalb als Endergebnis unserer Untersuchung den Satz hinstellen: Die Tiefe eines Erdbebenherdes auch nur annähernd zu bestimmen, ist in den weitaus meisten Fällen unmöglich, und sind daher alle auf die bisherigen derartigen Ergebnisse gegründeten Folgerungen haltlos.«

Dieser wichtigen Schlussfolgerung des Verf. wird jeder beipflichten, der die Bedeutung seiner Kritik genügend würdigt.

Mikroseismische Beobachtungen in Siena und Padua hat G. Vicentini angestellt und diskutiert [1]). Die Beobachtungen erstrecken sich über die Jahre 1894 und 1895, doch sind hauptsächlich die letztern wertvoll, wegen der dabei angewandten verbesserten Apparate. Es zeigten sich in den aufgezeichneten Kurven die bereits von anderer Seite bekannten störenden Einflüsse, ausserdem anomale Bewegungen, für welche keine äussere Veranlassung nachweisbar ist, wohl aber entfernte Erdbeben. Oft haben die Apparate in Siena und in Padua schwache, lokale Stösse aufgezeichnet, deren Charakteristik darin besteht, dass während der ganzen Periode der seismischen Bewegungen der Boden merkliche Neigungen aufweist. Erst zeigen sich vor allem schnelle Vibrationen, welche die Pendelschwingungen verdecken, die später deutlich werden und erkennen lassen, dass sie um einen Nullpunkt erfolgen, der sich stetig verändert, d. h. der Boden erleidet eine Neigung, die durch ein Maximum geht und dann mehr oder weniger langsam verschwindet. Es scheint, dass einer solchen ersten Bewegung noch kleinere von demselben Charakter folgen, die aber wegen der Schwäche des Erdbebens zu wenig ausgesprochen sind. Verf. beschreibt als Beispiel ein solches Beben und giebt die Kurve der entsprechenden Bodenneigungen, aus welcher hervorgeht, dass in den ersten 10 Sekunden die Neigung eine langsame war, in den 12 folgenden Sekunden wuchs sie schnell, und in weitern 10 Sekunden ging sie ebenso schnell zurück, aber sie erreichte ihre Anfangsstellung erst nach weitern kleinen Oscillationen, von denen jede etwa 20 Sekunden dauerte.

Die Form der Zeichnungen des Mikroseismographen ändert sich mit dem Abstande von dem Epizentrum eines Erdbebens. Je entfernter dieses, desto länger ist die erste Periode der Bodenschwingung. Die kleinen, andauernden Vibrationen bringen das Pendel viel früher in leichte Schwankungen, als die Wellen, die es stark schwingen lassen, dasselbe erreichen. Wenn im Epizentrum der Stoss einfach stark gewesen, so geht dieses erste Stadium der Bodenneigung nur um kurze Zeit (eine Minute) der folgenden Periode der grossen Pendel-

[1]) Atti R. Accad. di scienze in Padova 1896. N. S. 12. p. 89.

schwankungen voraus, die sehr verschiedene Maxima annehmen, plötzlich auftreten und von Oscillationen gefolgt sind, die eine Tendenz haben, schnell aufzuhören; der zweiten folgt noch endlich eine dritte Periode, die charakterisiert ist durch kleine, unregelmässige Oscillationen, die viel langsamer sind als die Pendelschwingungen. Die Pendelschwingungen der zweiten und dritten Periode erfolgen um einen kontinuierlich sich ändernden Nullpunkt des Pendels, »wie wenn während der seismischen Bewegung sich durch den Boden lange Wellen fortpflanzten von mindestens 20 Sekunden Dauer«. Aus der Dauer der ersten und dritten Periode kann man über die Intensität und die Entfernung des von einem Diagramm aufgezeichneten Bebens eine Vorstellung gewinnen.

Sehr interessant sind die Zeichnungen, die man von sehr heftigen Erdbeben erhält, deren Zentren in enormen Entfernungen gelegen sind. In ihnen findet Verf. die verschiedenen Bewegungsarten, welche die Erdrinde während eines Stosses ausführt, unter der sehr günstigen Bedingung registriert, dass sie von einander getrennt sind. Man sieht aus den bald zu publizierenden Zeichnungen, dass zuerst Schwingungen aufgezeichnet sind von heftigen Verschiebungen, ähnlich denen, die durch Stösse oder von kleinen Pendelschwingungen hervorgerufen werden. Hernach werden die Linien unregelmässig und sind von sehr ausgedehnten Sinuositäten begleitet, auf denen plötzliche Verschiebungen, aber von geringer Amplitude, gezeichnet sind. Allmählich werden die Striche wieder regelmässig und sind von Sinuslinien gefolgt, welche andeuten, dass der Boden eine langsame und sehr regelmässige Oscillation mit einer Periode von 30 Sekunden angenommen. Die Gesamtdauer dieser Bewegungen kann zwischen 1 und 2 Stunden etwa schwanken.

Zur Erklärung der so charakteristischen Zeichnungen nimmt Verf. an, dass bei dem Akte der Unterbrechung des labilen Gleichgewichtes der Erdrinde an einem bestimmten Punkte, einer Unterbrechung, die ein sehr starkes Erdbeben hervorruft, ringsherum sich mit grosser Geschwindigkeit Schwingungen fortpflanzen (longitudinale Schwingungen von kurzer Dauer), und dass gleichzeitig infolge der augenblicklichen Niveauänderung im Epizentrum sich wegen der Elastizität der Rinde sehr ausgedehnte, transversale Wellen von kleinerer Geschwindigkeit fortpflanzen. In diesen sehr langsamen Wellen, welche zum Mikroseismographen lange nach der Schwingungsperiode ankommen, kann man nach Vicentini die Bestätigung der Änderungen des Bodenniveaus finden, die er bei den lokalen Erdbeben beobachtet hat, und seines kontinuierlichen Schwankens, welches aus den kompliziertern Diagrammen sich ergiebt, die durch starke Erdbeben nicht ferner Epizentren hervorgebracht werden.

Horizontalpendel - Beobachtungen zu Charkow. Seit dem 4. August 1893 sind in Charkow in einem besonders dazu eingerichteten Keller des Universitätsgebäudes zwei v. Rebeur'sche

Horizontalpendel aufgestellt, die bis zum 12. Oktober 1894 beobachtet wurden. Prof. G. Lewitzky hat die Aufzeichnungen untersucht und darüber berichtet[1]). Es ergab sich, dass zufällige Störungen durch den Strassenverkehr ohne Einfluss sind, dass dagegen die Einwirkungen des Windes sehr sicher konstatiert werden und in den allermeisten Fällen mit den durch Erdbeben hervorgerufenen Pendelbewegungen nicht verwechselt werden können. Rätselhaften Ursprunges ist dagegen eine eigentümliche Form der Pendelbewegung, die scharfe wellenförmige Kurven lieferte, wie solche anderwärts noch nicht beobachtet wurden. Wirkliche seismische Störungen sind in Charkow unerwartet zahlreich beobachtet worden.

»In den allermeisten Fällen sind diese Störungen so eigentümlich, dass trotz der Mannigfaltigkeit ihrer Formen keine Verwechselung mit andern Störungsarten möglich ist. Eine ganz allgemeine Eigenschaft aller Erdbebenstörungen der Pendel besteht darin, dass die Schwingungen der Pendel dabei immer sehr nahezu symmetrisch gegen die Mittellinie der Kurve verlaufen, sofern anderweitige Einwirkungen, wie Wind oder Luftdruckänderungen, ausgeschlossen sind. Da aber kleine, durch plötzliche Windstösse verursachte Störungen auch oft symmetrisch sind, so ist es nicht immer möglich, solche Störungen von den kleinen Erdbebenstörungen mit Sicherheit zu unterscheiden.

Ihrer Figur und Dauer nach sind die in Rede stehenden Störungen, welche wir kurzweg Erdbeben nennen können, ausserordentlich verschieden, und für ihre Klassifikation haben wir vorläufig keine sichern Kennzeichen. Dr. v. Rebeur-Paschwitz unterscheidet in seiner Abhandlung: »Das Horizontalpendel und seine Anwendung u. s. w.« einige Klassen seismischer Störungen. Unter teilweiser Beibehaltung dieser Klassifikation kann man vielleicht folgende drei Arten von Erdbebenstörungen unterscheiden:

1. Störungen, welche durch einen einzigen oder durch mehrere, aber in sehr kurzen Zeitintervallen aufeinander folgende Erdstösse entstehen und daher mit jenen Störungen, welche durch das Anziehen der Fussschrauben des Apparates oder durch die Wirkung mit dem Gebläse auf das Pendel hervorgerufen werden, sehr ähnlich sind.

2. Mehrfach zusammengesetzte Störungen, welche durch mehrere, manchmal einige Stunden lang dauernde Stösse verschiedener Intensität verursacht werden. Die Störungen dieser zweiten Klasse sind je nach der Stärke des Erdbebens und der Richtung der Erdwellenbewegung gegen die Pendelebene sehr verschieden. Die photographische Figur dieser Störungen ist weiter von der Schwingungsphase des Pendels abhängig, in welcher das letztere, durch einen vorangehenden Stoss schon in Schwingungszustand gebracht, vom folgenden Stosse getroffen wird. Infolge dieser letztern Ursache werden die Figuren einer und derselben komplizierten Erdbebenstörung oft nicht nur für die an verschiedenen Orten, sondern auch für die auf einem und demselben Pfeiler aufgestellten Pendel einander sehr unähnlich.

3. Die dritte Klasse der Erdbebenstörungen unterscheiden wir wieder nur der Figur der Störung auf dem Photogramm nach. Die Figuren der Störungen der ersten zwei Klassen bestehen aus zur Richtung der Kurve nahezu senkrechten Spuren der Pendelschwingungen. Die Konturen solcher Figuren erscheinen schwärzer als die Mitte, und die Verteilung der

---

[1]) Ergebnisse der auf der Charkower Universitäts-Sternwarte mit den von Rebeur'schen Horizontalpendeln angestellten Beobachtungen. Charkow 1896.

Schattierungen ist in bezug auf die Mittellinie der Kurve symmetrisch. In einigen wenigen Fällen, welche ich in diese dritte Klasse abtrenne, und dabei ausschliesslich für schwache Störungen, ist aber die Schattierung sehr unsymmetrisch, so dass die ganze Störung gewiss nicht aus zur Mittellinie der Kurve senkrechten Schwingungen besteht. Es scheint, dass solche Störungen sich aus kurzperiodischen Oscillationen des Pendels und schwachen Schwingungen des letztern zusammensetzen.

Wie schon bemerkt, kann ein und dasselbe Erdbeben für zwei in verschiedenen Richtungen aufgestellte Pendel verschiedenen Klassen angehören. Durch Verteilung der Erdbebenstörungen in drei Klassen charakterisieren wir folglich nur verschiedene Bewegungsarten des Pendels, welche für ein und dasselbe Erdbeben auch gleichzeitig auftreten können.

Die allermeisten Erdbebenstörungen gehören der ersten Klasse an. Trotz der grossen Mannigfaltigkeit dieser Erscheinungen besitzen sie eine gemeinsame Eigenschaft: nämlich, die Schwingungsamplitude des Pendels bei jedem einzelnen Stosse erreicht ihr Maximum nicht plötzlich, am Anfange der Störung, sondern allmählich, nach einem für verschiedene Stösse verschiedenen Zeitintervall. Meistenteils liegt das Maximum der Schwingungsamplitude näher zu dem Anfange als zu dem Ende des Stosses. Jeder solcher Stoss besteht also aus einer Serie dicht zusammengedrängter Niveauänderungen (Stösse) mit sehr rasch anwachsender und etwas langsamer fallender Amplitude. Je stärker der Stoss ist, desto schneller wachsen die Schwingungsamplituden, doch auch bei den stärksten Stössen wird das Maximum der Schwingungsamplitude erst nach einer gewissen Zeit erreicht. So z. B. während des stärksten von allen bis zum 11. Okt. 1894 in Charkow beobachteten Erdbebens, desjenigen vom 22. März 1894, brechen beide Kurven ganz scharf ab; jedoch zeigen schwache, auf dem Photogramme mit Mühe sichtbare Spuren, dass die Schwingungsamplitude des Pendels noch danach im Wachsen begriffen war. Für das schwächere Erdbeben in Konstantinopel (10. Juli 1894) sieht man solche Spuren nicht, aber, wie es scheint, nur infolge dessen, dass das photographische Bild nicht genügend entwickelt ist.

Die Figuren der Pendelstörungen erster Klasse scheinen auf zwei verschiedene Arten ihnen entsprechender Erdbeben hinzudeuten. Die Störungsfiguren erster Art bestehen aus Stössen sehr verschiedener Amplitude und kurzer Dauer. Die Breite der Störungsfigur ist in diesem Falle sehr veränderlich, mit stark ausgeprägten und rasch nach einander folgenden Maxima und Minima. Manchmal erfolgt auch während des stärksten Erdbebens ein momentaner Stillstand des Pendels, welches gleich darauf wieder bedeutende Schwingungsamplituden erreicht. Überhaupt hat die ganze Erscheinung einen besonders unruhigen, sozusagen stürmischen Charakter.

Die Störungsfiguren zweiter Art bestehen dagegen aus Stössen mit sehr langsam und stetig sich ändernden Schwingungsamplituden. Dieselben wachsen und fallen namentlich ganz allmählich und behalten längere Zeit fast dieselbe Grösse. Die Erscheinung verläuft ruhig, ohne Sprünge. Wie es scheint, haben alle sehr starken Erdbeben jenen zuerst erwähnten stürmischen Verlauf. Erdbeben mittlerer Stärke sind aber oft sehr ruhig. Manchmal zeichnete sich eine ganze Serie von Erdbeben durch eine derartige Ruhe aus, wie z. B. die griechischen Erdbeben im April und Mai 1894.

Es ist aber doch nicht möglich, aus der besprochenen Verschiedenheit der Störungsfiguren der Pendelbewegungen einen Rückschluss auf Verschiedenheiten in den Eigenschaften der Erdbeben selbst zu machen. Nicht selten kommt es nämlich vor, dass ein zuerst stürmisches Erdbeben sich dann weiter in ein ruhiges verwandelt, oder noch öfter ein und dasselbe Erdbeben für beide Pendel verschiedenen Charakter hat. Dabei ist es gewöhnlich, dass die stärkere Störung eines Pendels auch zugleich ruhig und die schwächere Störung des zweiten Pendels stürmisch ist.

Es ist wenig wahrscheinlich, dass solche grossartige Naturerscheinungen, wie Erdbeben, der Wirkung momentaner oder nur kurz vor dem Beginne der Erscheinung ins Spiel kommender Kräfte zuzuschreiben sind. Vielmehr kann man erwarten, dass jene Prozesse, deren Folge eine zeitweilige Stabilitätsstörung der Erdrinde, ein Erdbeben ist, welcher Natur diese Prozesse auch sein mögen, während eines mehr oder weniger langen Zeitraumes vor dem Erdbeben selbst sich auch durch sehr schwache Erdbewegungen, wie etwa Zittern, Oscillationen u. dergl., offenbaren müssen. Die ziemlich grosse Empfindlichkeit der Charkower Pendel und auch die Feinheit der photographischen Kurven rechtfertigen das Bestreben, solche dem Erdbeben vorangehende Erscheinungen zu suchen. Im voraus muss man erwarten, dass die fraglichen Erscheinungen, welche sogar in nächster Nähe der Erdbebenzentra nur mikroseismisch sind, in Charkow, welches wenigstens tausend Kilometer von allen von starken Erdbeben heimgesuchten Gegenden entfernt ist, äusserst schwach und kaum merklich sein müssen. Es könnten also in dieser Beziehung nur jene Erdbeben untersucht werden, welche während Windstille oder bei schwachem Winde stattgefunden haben, weil sonst die Kurven so unruhig und so breit sind, dass infolge dessen nicht nur schwache Pendelstörungen, sondern sogar kleine Erdbeben, wie schon erwähnt, leicht übersehen werden können. Auch war es nötig, alle jene Störungen, welche bald nach dem Papierwechsel, resp. nach der Cylinderverschiebung vorkommen, auszuschliessen, weil die Pendel immer dabei unruhig werden, besonders wenn der Pendelraum betreten wird. Von allen hier betrachteten Erdbebenstörungen sind nur etwa 60 nicht von den oben erwähnten, auf bekannte Ursachen sicher reduzierbaren Pendelbewegungen begleitet. Ein Teil dieser letztern Störungen (18 Erdbeben) ist vor dem 26. September 1893 bei einer weniger empfindlichen Einstellung der Pendel, beobachtet worden. Doch ist dieser Mangel durch die ausserordentliche Feinheit der Kurven am Anfange der Beobachtungsperiode und durch eine grosse Ruhe der Atmosphäre teilweise kompensiert. Sechs von den während Windstille beobachteten Erdbebenstörungen waren viel zu schwach, um bei ihnen die dem Erdbeben vorangehenden Pendelbewegungen bemerken zu können. Den übrig bleibenden 54 Erdbebenstörungen gehen einige mit ihnen, wie es scheint, im Zusammenhange stehende Erscheinungen voraus.

Es sind erstens solche Erscheinungen, welche mit Sicherheit für Vorboten einer bald einzutretenden Erdbebenstörung gehalten werden können, da sie mit der letztern entweder eine ununterbrochene oder nur durch kurze Ruhepausen des Pendels unterbrochene Reihe bilden. Diese Erscheinungen kommen bei sehr vielen, vielleicht bei den meisten Erdbeben vor und bestehen aus kurzen schwachen Stössen und Brüchen der Kurve (plötzlichen Niveauänderungen), auch aus schwachen Schwingungen und Vibrationen. Gewöhnlich erscheinen diese »Vorboten« etwa 6—30^m vor dem Erdbeben, manchmal aber dauern sie über eine, selten über zwei Stunden lang. In diesem letztern Falle sind es meistenteils schwache, mit einem schwachen Stoss oder einer plötzlichen Ausbuchtung (Hacken) der Kurve beginnende Schwingungen, welche, in Vibrationen übergehend, nur kurz vor dem Erdbeben aufhören.

Zweitens sind bei den meisten hier betrachteten Erdbeben (45 Fälle) noch solche Erscheinungen beobachtet worden, deren inniger Zusammenhang mit der Erdbebenstörung nicht sicher, sondern nur wahrscheinlich ist. Diese Erscheinungen bestehen auch aus kleinen Ausbuchtungen, Brüchen und schwachen Stössen, gefolgt von Vibrationen oder schwachen Schwingungen, wobei solche Erscheinungen meistens schon mehrere Stunden vor dem Erdbeben auftreten und nicht selten von dem letztern durch grosse Intervalle der Pendelruhe getrennt sind.

Je stärker das Erdbeben ist, desto früher und intensiver treten gewöhnlich die betrachteten Erscheinungen, gewissermassen als Warnungs-

zeichen, hervor. Schwache Erdbeben werden in dieser Weise meistens 1.3—3 Stunden, mittlere 3—5 und starke 5—9 Stunden im voraus angekündigt. Vor starken und sehr starken Erdbeben (wie das Konstantinopeler Erdbeben) erscheinen ähnliche kleine Pendelstörungen mehrmals.

Wie schon bemerkt, ist der Zusammenhang solcher Störungen mit den Erdbeben aus den benutzten Beobachtungen nicht mit Sicherheit zu beweisen. Ja, das Bestehen dieses Zusammenhanges erscheint schon aus dem Grunde fraglich, weil kleine Ausbuchtungen der Kurven mit Vibrationen und schwachen Schwingungen manchmal auch selbständig erscheinen, ohne von einem Erdbeben begleitet zu sein.

Doch ist es jedenfalls auffallend, dass immer (einige besondere Fälle ausgenommen), wenn das Erdbeben bei Windstille eintritt, es innerhalb eines Zeitraumes von höchstens neun Stunden durch einen oder mehrere kleine Stösse, Ausbuchtungen u. s. w. angekündigt wird. Es scheint, als ob diese letztern Erscheinungen der Wirkung des ersten, aber noch schwachen Anpralles jener Kräfte, welche bald eine starke Erderschütterung hervorrufen müssen, zuzuschreiben sind. Wenn solche kleine Störungen überhaupt seismischen Ursprunges sind, was ziemlich wahrscheinlich erscheint, so ist ihr Auftreten ohne Erdbeben als Folge der vielleicht nimmer ruhenden und nur von Zeit zu Zeit sich durch Erdbeben offenbarenden Prozesse in der Erdrinde anzuerkennen.«

Die Bewegungen des Horizontalpendels und die Aberration der Lotlinie. Prof. A. Schmidt macht[1]) darauf aufmerksam, dass die aus den Horizontalpendelbeobachtungen von Dr. Rebeur-Paschwitz abgeleiteten[2]) grossen Beträge für die Höhe der Erdbebenwelle in festem Boden in Wirklichkeit nicht vorhanden sind. Es handle sich in diesem Falle nur um scheinbare Ablenkungen der Lotlinie, um Aberrationen, nicht aber um wirkliche Ablenkungen, wie bei den Störungen der Lotlinie durch Massenanziehungen. Prof. A. Schmidt entwickelt die richtige Gleichung zur Berechnung der Grösse der Hebung und Senkung des Terrains, wenn die Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Wellen die Periode der Schwingungen und der Ablenkungswinkel gegeben sind, und findet dann statt 19.4 *cm* nur 0.65 *mm* für die von Rebeur-Paschwitz in einem bestimmten Falle berechnete Hebung und Senkung des Terrains. Dies stimmt mit den Beobachtungen in Japan überein, wo unter 119 Fällen von Erdbeben nur einmal die vertikale Amplitude 0.18 *mm* und die horizontale 1.2 *mm* überschritten. Überhaupt zeigen die Seismometerbeobachtungen, dass die ermittelte vertikale Amplitude der Bodenbewegung sich meist nicht grösser ergab als die horizontale.

»Da das Horizontalpendel«, sagt Prof. Schmidt, »hauptsächlich nur die Horizontalkomponente der Bodenbewegung verzeichnet, so wäre es von grosser Wichtigkeit, in ähnlicher Weise eine optisch photographische Registrierung der Vertikalkomponente zu erhalten durch einen Apparat, der gegen die Horizontalbewegung unempfindlich ist. Ein solcher gegen Änderungen des Betrages der Schwerebeschleunigung sehr empfindlicher Apparat, der vertikal gerichtete

---

[1]) Gerland, Beiträge zur Geophysik. 3. p. 1 ff.

[2]) Petermann's Mitteil. 1895. Heft 1 u. 2.

Beschleunigungen des Bodens durch Winkelausschläge eines gedrehten Spiegels anzeigen muss, ist das Bifilarmagnetometer. Sein gegen die Drehaxe symmetrischer Bau emanzipiert die Spiegelrichtung vom Einfluss horizontaler Bodenbewegungen. Das ist der Vorzug, welcher auch die Bifilarwage, sowie die Torsionswage gegenüber dem Horizontalpendel für den Gebrauch bei Bestimmung der Gravitationskonstante auszeichnet, dass sie nicht, wie dieses, den Störungen durch die nimmer ruhenden mikroseismischen Bewegungen des Bodens ausgesetzt sind. Aber das Bifilarmagnetometer ist eben damit ein zweideutiger Apparat, dessen Ausschläge geradeso gut die Folgen von Schwankungen der Horizontalintensität des Erdmagnetismus, als von vertikalen Beschleunigungen des Bodens sein können. Man sollte daher sowohl diesem Apparate als auch dem Horizontalpendel einen dritten Apparat, eine Bifilarvorrichtung beigeben, bei welcher die Richtkraft des Erdmagnetismus irgendwie durch eine den Wagbalken ablenkende elastische Kraft, etwa die einer elastischen Drahtspirale oder die Torsion eines Quarzfadens ersetzt würde. Die Empfindlichkeit würde wesentlich gesteigert, wenn man dem drehbaren Körper nicht die Gestalt eines horizontalen, sondern die eines vertikalen Stabes erteilte mit kleinstem Trägheitsmoment. Erst so liesse sich der Lösung der Frage mit Sicherheit entgegensehen, ob die Erdbeben von Störungen des Erdmagnetismus begleitet sind oder nicht.«

Die von Prof. Milne in Japan an einem Horizontalpendel (dem Tromometer) beobachteten[1]) Ausschläge bei Erdpulsationen sowohl als auch die an feinen, zweiarmigen Wagen vorkommenden Schwankungen, welche Prof. Milne bei Erdpulsationen beobachtet hat, schreibt Prof. Schmidt wesentlich der Aberration der Lotlinie infolge von horizontalen Bodenbewegungen als Ursache zu. Wenn wir auch, sagt er, der Anschauung, dass die Pulsationen in Wellen der Erdkruste bestehen, die der Brandung des Ozeans nicht unähnlich seien, nicht widersprechen wollen, so verzichten wir doch darauf, Böschung und Höhe dieser Wellen aus den Horizontalpendelausschlägen zu bestimmen.

Über die Ursache der in den letztvergangenen Jahren zu Eisleben eingetretenen Bodenbewegungen verbreitet sich eingehend Otto Lenz[2]) und kommt zu folgenden Ergebnissen:

»Die Bodenbewegungen, welche die Schädigungen zu Eisleben zur Folge hatten, sind ausser auf zufällig beteiligte, oberflächliche, lokale Umstände und Verhältnisse auf eine aus grösserer Tiefe wirkende gemeinsame Ursache zurückzuführen.

Diese hat sich in Erderschütterungen geäussert, deren Folgeerscheinungen die Erdspalten, die Zusammenrüttelungen oberflächlicher Ablagerungen, sowie die Schädigungen an Hochbauten sind.

---

[1]) Astron. Nachr. Nr. 3177.
[2]) Glückauf, Berg- und Hüttenmännische Wochenschrift. 1896. p. 37.

Die Erschütterungen sind nicht von einem einzigen Punkte (Zentrum) ausgegangen, wodurch eine spinnennetzähnliche Anordnung der hervorgerufenen Erdspalten um den jener entsprechenden Oberflächenpunkt (Epizentrum) bedingt worden wäre, sondern müssen, wie die einander parallel ziehenden Bodenspalten beweisen, ihren Ausgang von einer Fläche oder einer Mehrheit von in gleicher Richtung streichenden Flächen genommen haben.

Die Übereinstimmung dieser Streichrichtung mit derjenigen der den Untergrund bildenden Schichten bis zu denen des Rotliegenden hinab lässt vermuten, dass die Erschütterungen von tektonischen Flächen dieses Schichtensystems ausgegangen sind, indem in einer dem Schichtenstreichen folgenden, dem Ausbiss der Schichten am Rande des Eisleben - Mansfelder Gebirgsbeckens mithin parallelen Zone die nötige Stabilität verloren gegangen war, und ein Nachsinken und Zubruchegehen eintrat.

Die Ursache des Stabilitätsverlustes wiederum ist in einem beträchtlichen Mächtigkeitsschwunde der Zechsteinschichten zu erblicken, auf den die in Massen vorkommenden »Aschen« hindeuten; derselbe wurde in dem Schichtenstreichen im allgemeinen parallel gerichteter Zonen eingeleitet durch kohlensäurehaltiges Wasser, welches vom Schichtenausbiss her eintrat, innerhalb poröser und wasserdurchlässiger Schichtkörper (vermutlich von Rauhwacke) durchsickerte und dabei Gesteinsmaterial löste und entführte; gesteigert wurde jene dann durch auslaugendes Gebirgswasser, welchem die den ersten Stabilitätsverlusten entsprechenden und mit deren Anwachsen sich mehrenden und ausdehnenden Spalten und Klüften auch in bis dahin kompakten Gesteinsmassen ein Wegnetz für ihren Kreislauf und hiermit zugleich Zutritt zu leichter löslichen Ablagerungen verschafften. Sogar Züge hoher und geräumiger, lange Zeit hindurch sich selbsttragender Hohlräume oder aus lauter flachen Zellen bestehender Stockwerke konnten so, und zwar auch in angegebener Richtung entstehen.

Der Zusammenbruch solcher ausgelaugten Räume hatte ein Nachziehen und Nachsinken des Hangenden zur Folge, das je nach Höhe des Falles und Masse des Gefallenen Erschütterungen hervorrief, und indem das Zubruchegehen eines Hohlraumes im Schichtensystem bewirkte, dass ihm mehr oder weniger rasch andere in der Nachbarschaft folgten, pflanzten sich die dabei entstandenen Erschütterungswellen in der ihnen allen gemeinsamen Richtung hin am weitesten und kräftigsten fort, da sich in diesen, wie bei der Schlagarbeit gleichgerichteter Stauchversuche die Wirkungen zahlreicher Anstösse teilweise summierten; so vermochten an sich für auffällige Wirkungen an der Erdoberfläche zu schwache oder hierfür in zu grosser Tiefe erfolgte Anstösse einen Strich Landes gewaltig zu erschüttern und Schädigungen von solcher Grösse hervorzurufen, wie in den letzten Jahren Eisleben hat erleiden müssen.

Die Schädigungen sind also auf eine natürliche Ursache, auf einen geologischen, bei den vorliegenden Gebirgsverhältnissen unaufhaltsamen Prozess zurückzuführen und nicht auf Schuld des umgehenden Bergbaues zu setzen.«

7. Inseln, Strandverschiebungen, Korallenriffe.

Die Inselgruppe Pelagosa im adriatischen Meer schildert M. Groller v. Mildensee[1]). Die Hauptinsel Pelagosa grande liegt in 16° 15′ 15″ östl. L. v. Gr. und 42° 23′ 29″ nördl. Br. »Politisch gehört die Inselgruppe zum Königreich Dalmatien, Bezirkshauptmannschaft Lesina, Bezirksgericht Lissa, und bildet einen Teil der Gemeinde Comisa; zwischen ihr und der Insel Pianosa läuft die Seegrenze zwischen dem Königreiche Italien und der österr. Monarchie. Die einzelnen Glieder der Inselgruppe sind: Pelagosa grande, Pelagosa piccola, Scoglio[2]) Tramontana, Scoglio d'Ostro, Sasso Braghe, Secca Nina, Sasso Kamik, Scogli Manzi (3), Scoglio Pampano, Scoglio Cajola (auch Cajolo oder Galiola), endlich vier Riffe, die von den Fischern kurzweg »sasso« genannt werden.

Mit dem Sc. Cajola ist die Inselgruppe durch eine Untiefe (— 89 *m*) verbunden; östlich desselben liegen die Secche Pampano (— 6 und — 3 *m*). Von den kleinen Felsenriffen der Gruppe ist nur so viel zu sagen, dass sie zackig-steile, mitunter bizarre Formen besitzen, wie besonders die Sc. Manzi, deren Profilschnitt liegenden Rindern nicht unähnlich ist, und die etwa an den Sphinx von Gizê oder an die Widdersphinxe von Karnak erinnern.

Über den Sc. Cajola erhielt Verf. die bemerkenswerte Mitteilung, dass aus einer seiner Spalten mitunter Süsswasser hervorquelle; indes hat ihm eine aufmerksame Prüfung seiner Oberfläche keinen Anhaltspunkt für die Richtigkeit oder auch nur für die Wahrscheinlichkeit dieser Angabe geliefert. Übrigens wäre auch die physikalische Erklärung der Erscheinung gewiss nicht leicht.

Auch das zweitgrösste Glied der Gruppe, die Insel Pelagosa piccola, bietet kein bemerkenswertes Detail. Rings von steilen Felswänden abgeschlossen, bildet sie nur an der Südwestseite eine flache, mit spärlichem Humus bedeckte Mulde; eine karge Vegetation von Flechten fristet auf der Insel ein kümmerliches Dasein.

Nach ihrer Hauptform stellt die Insel Pelagosa grande einen verhältnismässig langen und schmalen Rücken dar; ihre Längenaxe ist von Ost nach West gerichtet, schliesst also mit dem allgemeinen Zuge der meisten dalmatischen Inseln einen Winkel von etwa 40° ein. Ihre grösste Längenausdehnung beträgt 1390, die grösste Breite

[1]) Deutsche Rundschau f. Geographie. 18. p. 159.

[2]) Scoglio, Plural scogli, stammverwandt mit dem französischen »Eceuil«, heisst zu deutsch Klippe, wird aber im weitern Sinne auch auf kleine Inseln angewendet. Sasso, eigentlich »Fels, Stein«, heisst in diesem Sinne zu deutsch »Riff«. Secca Bank, auch Untiefe.

340 *m*. Die grösste absolute Höhe erreicht der Monte Castello mit 87 *m*. Vor dem Bau der Seeleuchte war der Gipfel nahe an 100 *m* hoch; er musste um etwa 10 *m* skarpiert werden, um eine hinreichende Baufläche zu bieten. West-, Süd- und Ostseite stürzen in steilen Felswänden zur See ab; der nördliche Abhang ist weit sanfter geneigt und nur am Küstensaume von der Brandung bis auf 5 bis 10 *m* Höhe abgenagt.

Nur an wenigen Stellen gestattet der Ufersaum das Landen von Booten, so an dem flachen, schotterigen Zalo — bei Windstille oder Bora, und in der Stara Vlaka — bei Scirocco.

Auf der nördlichen Abdachung liegt eine mächtige Schicht äusserst fruchtbaren Humus, welcher sich schon äusserlich durch seine dunkelbraune Färbung von der Ferra rossa des dalmatischen Festlandes und der meisten Inseln unterscheidet. Mit Wein oder Öl bepflanzt, könnte diese Fläche einen ganz guten Ertrag liefern oder als Wiese eine kleine Herde ernähren. Indes ist sie, mit Ausnahme eines kleinen Gemüsegartens, unbebaut.

Pelagosa grande ist Station der mitteleuropäischen Gradmessung: eine Steinsäule mit Inschrift und der Jahreszahl 1869 bezeichnet den Standpunkt der Operation; die Seehöhe des Punktes ist 74.4 *m*.

Sehr spärlich ist auf der Insel das Pflanzen- und das Tierreich vertreten. Unter den Repräsentanten des erstern mag vielleicht der Botaniker manchen wertvollen Fund machen; für den Laien bilden einige verwilderte Weinstöcke und Ölbäume, ein Paar Oleander, wenige Stauden des Christusdornes, die fleckenweise vorkommenden gewöhnlichen Graspflanzen, dann aber noch sehr zahlreiche Büsche der Capparis spinosa die ganze Flora. Die reizenden Blüten und die saftigen, frischgrünen Blätter der Kapernsträuche mildern einigermassen den trostlosen Anblick des Bodens; die Kapern, die sie liefern, sollen an Härte und Feinheit des Geschmackes den Capucines der Provence gleichkommen. Man bezahlt das *kg* derselben in Triest mit 80 Kreuzern.

Zur Fauna gehören grosse hellgrün und hellblau gezeichnete Eidechsen bis zu 40 *cm* Länge und allerhand Kerbtiere. Im Meere geht im Hochsommer und Herbst ein starker Sardellenzug an der Inselgruppe vorüber, dessen sich die Comisaner Fischer mit grossen Schleppnetzen zu bemächtigen suchen. Diesem Zuge folgt der Thunfisch, der seinerseits wieder nicht selten vom Hai (»pesce cane«) verfolgt wird. Zahlreiche Delphine tummeln sich im Bereiche der Inseln. Hier und da erbeuten die Fischer ein vereinzeltes Exemplar des nur an der norwegischen Küste und im Quarnero heimischen rosenroten Scampo (Nephrops norvegicus). An den Strandklippen endlich findet sich in grosser Anzahl die einschalige Pantalena, welche gleich der Auster roh genossen wird.

In geologischer und mineralogischer Hinsicht bietet Pelagosa viel des Bemerkenswerten. Nach den ältern Anschauungen ist Pelagosa als Ruine eines Vulkans betrachtet worden, jetzt steht fest,

dass sie mit den benachbarten Festländern gleichen Ursprunges sei. Nach Stache ist die Inselgruppe ein Rest der versunkenen Meeresküste, welche das adriatische Festland der Neogenzeit begrenzte, und welche sich aus der Gegend des heutigen Stagno über Lagosta, Pelagosa und die Tremitigruppe gegen das Gebiet von Tarent erstreckte.

Als Grundlage der Insel erscheinen ältere, versteinerungslose Kalksteine und Kalkbreccien, die aus einem meist licht-, seltener dunkelgrauen, kieseligen Kalksteine bestehen, dessen eckige Trümmer durch ein gelbliches oder rötliches Zement zusammengehalten werden und die Hauptmasse bilden. Im Dünnschliffe erscheinen die Breccien feinkörnig, stellenweise rhomboedrisch spaltbar. Wegen ihres hohen Gehaltes an Kieselsäure erreicht dieses Gestein nahezu den Härtegrad 5. Über diesen Kalksteinen folgen tertiäre Schichten, auf denen eine mächtige Humusdecke lagert. Zahlreiche Klüfte durchsetzen, bis zu 20 *m* breit, die Masse der Breccia; sie sind meist mit gelbem, mitunter mit weissem oder rotem, thonigkalkigem, mergeligem Detritus erfüllt und enthalten eingeschwemmte Stücke eines jüngern Kalksteines, die im Dünnschliffe Foraminiferen, Pollystomellen, Milioliden und die schönsten Lithothamnien erkennen lassen. Zu den jungtertiären Schichten gehört zunächst ein hell- und dunkelgelb gefleckter, harter splitteriger Nulliporenkalk, der zahlreiche weisse, hell- und dunkelbraune Steinkerne einschliesst. Über demselben lagern feste, gelblich weisse Kalksteine, in welchen das Mikroskop Algen, Polystomellen, Milioliden und Robulinen zeigt.

An Mineralspezies fand Verfasser: Calcit in sehr kleinen, skalenoedrischen Krystallen, Gips von körnigem Gefüge und schmutzigweisser Farbe, endlich Pelagosit, eine seltene, nach der Insel benannte Spezies, die daselbst in sehr geringer Menge vorkommt. Nutzbare Gesteine sind von allen vorgenannten nur die graue Breccia und der gelbe, tertiäre Kalk; erstere liefert Quader von ernster, eleganter Färbung, ist jedoch sehr schwer zu bearbeiten, letzterer würde einen brillanten Dekorstein liefern.

Pelagosa hat subtropisches Klima, dessen Hitze jedoch durch die selten aussetzenden Brisen gemässigt wird. Nördliche Luftströmungen erreichen die Insel selten, während der Scirocco oft und heftig einherbraust, häufig die Laterne (116 *m*) mit Gischt überströmt und gewiss das meiste zu dem heutigen Relief der Insel beigetragen hat.

Atmosphärische Niederschläge bleiben oft monatelang aus; wenn sie aber eintreten, dann sind sie meist sehr ausgiebig und decken für lange Zeit den Wasserbedarf der Insulaner. Mit ganz besonderer Heftigkeit pflegen Gewitter die Insel heimzusuchen. Nach einem Berichte des Bauleiters des »Stabilimento«, Herrn Architekten Hänisch, hat am 17. April 1876 ein Blitzstrahl die Platinspitze des Blitzableiters abgeschmolzen, am Stiegengeländer Schmelzblasen gemacht, im Gesteine Schlagröhren von 1 $^1/_2$ *m* Tiefe eingebohrt u. s. w.

Merkwürdigerweise durchschlug derselbe Blitzstrahl zehn grosse blecherne, gefüllte Petroleumbüchsen, ohne zu zünden. Die magnetische Deklination auf der Insel war im Jahre 1893 9° 41′ West.«

Die Ålands-Inseln schildert A. Weis[1]). Die Inseln (finnisch Ahwenanmaa), welche im Norden vom Bottnischen Meerbusen, im Westen vom Ålands-Haf, im Süden von der Ostsee und im Osten vom Skifte (Wechsel zu deutsch) umflutet werden, bedecken einen Flächenraum von 1426 *qkm* und bilden gleichsam eine Brücke von der skandinavischen zur finnländischen Halbinsel.

Ihre grösste Längenausdehnung von Saggö bis Lågskär beträgt sechs schwedische Meilen (à 10688.6 *m*), ihre grösste Breitenausdehnung von Signildsskär bis Brändö über zehn schwedische Meilen.

Die Inseln gehören zum Gouvernement Åbo und erfreuen sich mit dem Grossfürstentume Finnland einer weitgehenden Unabhängigkeit von seiten Russlands. In administrativer Beziehung unterstehen sie einem Landshöfding (Landeshauptmann), der seinen Sitz in Mariehamn, dem einzigen Orte, der seit 1861 mit Stadtrechten versehen wurde, hat. Die Bevölkerung, die ausschliesslich aus Schweden besteht, beträgt nach der Volkszählung vom Jahre 1887 20 211 Personen.

Der Ålands-Archipel besteht aus einer grossen Insel, von den Eingeborenen das Festland genannt, aus mehrern kleinern Inseln, wie Lemland, Lumparland, Wårdö, Föglö, Sottunga, Kumlinge, und einer Unzahl Inselchen und Scheeren.

Der Name »Åland« dürfte zweifelsohne von dem altschwedischen Worte a = å herzuleiten sein, welches fliessendes Wasser bedeutet, und heisst mithin soviel als »Wasserland«.

In unzähligen Buchten und Sunden dringt die See in die grosse Hauptinsel, welche den Mittelpunkt des Archipels bildet, und trennt das sogenannte »Festland« in eine östliche und westliche Hälfte. Den Mittelpunkt der Osthälfte bildet die Meeresbucht Lumpar, gefürchtet wegen ihrer Gefährlichkeit bei stürmischem Wetter. Im Norden der Lumparbucht liegt das Kirchspiel Sund, im Westen Jomala, im Süden Lemland und im Osten Lumparland. Zwischen letzterm und Sund liegt eine Reihe von Inseln, die zum Kirchspiele Wårdö gehören.

Der Lumpar hat viel kleinere Buchten, so an der nördlichen Küste die Kastelholmsbucht, welche schmal und tief zu Füssen der Ruinen des historischen Schlosses Kastelholm in dem Köks-See endet. Mit dieser Bucht stand jedenfalls dereinst der östliche und westliche Kyrk-Sund in Verbindung, in dessen Nähe die Kirche von Sund steht. Jetzt besteht der ehemalige Kyrk-Sund aus zwei Landseen, die durch eine Wasserrinne miteinander verbunden sind.

---

[1]) Umlauft's deutsche Rundschau f. Geographie. 18. p. 193 ff.

Weiter bildet der Lumpar den Kornäs-Fjord, der sich wieder seinerseits durch den tiefen, von steilen Küsten umgebenen Färje-Sund weit ins Land hinein erstreckt, mit der Ödkarby-Bucht und dem Saltvik-Fjord, an welchem die Kirche von Saltvik liegt. Noch eine tiefe Bucht schiebt der Lumpar beim Dorfe Ämnäs ins Land.

Im Südwesten beim Dorfe Önninge öffnet sich der Lemström-Kanal, der im Jahre 1882 dem Verkehre übergeben wurde. Er schneidet die schmale Nase beim Lemström ab und ist auch für tiefgehende Fahrzeuge, sowie für die zwischen Mariehamn und dem östlichen Aland in neuester Zeit verkehrenden kleinen Dampfer zugänglich.

Die westliche Hälfte wird im Norden und Nordwesten von dem Pantsarnäs-Fjord und dem Finnbo-Fjord umflutet. Der Pantsarnäs-Fjord bildet den Übergang zu einer Menge innerer Fjorde, von denen der Postad-Fjord, der tief in Hammarland eindringt, der grösste ist und ehemals durch den Korsbroström in Verbindung mit dem Västmyra-Sumpf stand und durch einen andern Fluss mit dem Sumpfe, welcher sich ehemals bis Vargsunda in Jomala und bis zum Dorfe Kulla in Finnström erstreckte, sowie durch den Bjärström mit dem Bjärström-Sumpfe.

An der Nordküste bildet der Bottnische Meerbusen (von den Åländern das Nordmeer genannt) mehrere Buchten im Kirchspiele Saltvik. An der Südwestküste bildet das Alands-Meer (Ålands-Haf) die Torpby- und Sviby-Bucht. Letztere war infolge ihrer günstigen Lage und hervorragenden Eignung zu einem Hafenplatze die Ursache, dass an ihrem Strande Mariehamn angelegt wurde. Die Sviby-Bucht bildet den westlichen und eigentlichen Hafen der Stadt, während deren östlicher Hafen, Slemmen genannt, sehr leicht und für grössere Fahrzeuge schwer zugänglich ist.

Die Westküste Ålands ist weniger von Buchten zerschnitten als die Ostküste. Die Naturkräfte scheinen, nachdem sie dem »Ålands-Meer« durch den Finnbo-Fjord einen Weg im Nordwesten gebahnt und durch den Mar-Sund die Insel Ecker vom »Festlande« getrennt, sich auf der Westseite damit zufrieden gegeben zu haben. Viel freigebiger waren sie auf der Ostseite mit der Schaffung von Fjorden, Landzungen, Inselchen und Scheeren und dem Zerstreuen zahlloser Inselgruppen bis nach Finnland hin, wo der Wechsel (Skiftet) die åländischen Scheeren von den finnländischen trennt. Östlich vom »Festlande« liegt die Scheerenwelt von Wårdö, welche Insel durch den $^3/_4$ Meilen breiten Vargata-Fjord vom Festlande getrennt ist. In den Scheeren ist natürlich das Boot das einzige Vehikel, das Wasser die Strasse.

Südlich von Wårdö, von diesem durch den Föglö-Fjord getrennt, liegt das Kirchspiel Föglö mit vollständiger Scheerennatur: Inselchen an Inselchen, Wasserstrasse an Wasserstrasse.

Will man von hier zu den Kapellgemeinden Kökar und Sottunga, so muss man in der Wahl des Bootes und des Fährmannes vor-

12*

sichtig sein; denn der Kökar- und Sottunga-Fjord sind gefährliche Wässer. Dasselbe gilt auch, wenn man von Wårdö über das schäumende Delet nach Kumlinge und von da über Lappvesi zu den Scheeren des Kirchspieles Brändö will.

Die meisten Buchten, sowie Sümpfe kommen in der Kapellgemeinde Geta und im Kirchspiele Saltvik vor. Aber auch in allen übrigen Gegenden Ålands sieht man einen Sumpf nach dem andern zwischen dem Grün der Bäume durchschimmern. Die meisten Sümpfe standen ehemals mit der See in Zusammenhang, und kleine Wasserläufe vermitteln heute noch diese Verbindung. Eigentliche Flüsse giebt es keine, ebenso wenig bedeutendere Bodenerhebungen. Die »Berge«, wie der Kenberg am Bomar-Sund, der Getaberg bei Finnström, der Saltviks-Berg an der Saltvik-Bucht, der Ordalsklint, der Åsgårda-Berg u. a. sind streng genommen nur Hügel. Das Terrain, insbesondere auf der Hauptinsel, ist meist wellenförmig.

Die Flora, an 680 Arten bietend, ist üppig zu nennen. Die Waldungen bestehen aus Nadelhölzern, untermischt mit Erlen, Birken und Haselbüschen. An der Saltvik-Bucht, insbesondere in der Gemeinde Geta, kommt noch der Sperberbaum (Sorbus Alandica) häufig vor.

Die Fauna ist insbesondere reich an verschiedenen Insekten- und Vogelarten; über 100 Vogelarten leben auf diesen Inseln, davon 40 Arten von Seevögeln. Wölfe und Luchse sind ausgerottet, ebenso ist das ehemals zahlreich vertretene Elchwild verschwunden.

Erstaunlich mild ist das Klima, und nur in sehr strengen Wintern gefriert das Ålands-Haf zu.

Die Hauptinsel oder das Festland hat eine Länge von mehr als 5 Meilen (von Geta im Norden bis Herön, Lemlands südlichster Landspitze) und eine Breite von 4 Meilen (von Frebbenby in Hammarland bis Bomar-Sund). Sie besteht aus sieben Gemeinden: Lemland, Jomala, Hammarland und Finnström mit seinen Kapellgemeinden Geta, Saltvik und Sund. Ausserdem bilden die kleinern Inseln acht weitere Gemeinden, wiewohl einige von ihnen nach Bevölkerungszahl und Flächenraum ganz klein sind, nämlich: Eckerö, Lumparland, Föglö mit seinen draussen in der See gelegenen Kapellgemeinden Kökar und Sottunga, Wårdö und Kumlinge mit seiner ehemaligen Kapellgemeinde Brändö.

Nowaja-Semlja ist 1894 von einer russischen Expedition unter Th. N. Tschernischeff in orographischer und geologischer Beziehung durchforscht worden, über welche dieser der kaiserlich Russischen geographischen Gesellschaft 1895 berichtet [1]). Es gelang der Expedition, nur die Südinsel zu erreichen. Dieselbe wird durch eine Linie, die von Südwest nach Nordost geht, scharf in zwei Teile

[1]) Referat hierüber in Potonié's Wochenschrift 1896. p. 181, woraus oben der Text.

geteilt; nördlich von dieser bietet die Insel völlig das Bild alpiner Gegend, südlich stellt sie ein glattes Hochplateau dar. Die Küste des nördlichen Teiles ist von Fjorden durchschnitten, und zwar ist dabei bemerkenswert, dass jedem Fjord auf der westlichen Seite ein ebensolcher auf der östlichen entspricht. Tschernischeff spricht die Vermutung aus, dass ein jedes Paar dieser Fjorde ein durch Auswaschung sich bildendes Thal darstellt. Ebenso ist die Meerenge Matotschkin Schar durch die Vereinigung zweier derartiger Fjorde entstanden. An den südlichen Küsten finden sich keine Fjorde. Der nördliche Teil ist ausserdem reich an Gletschern, unter denen typische Thalgletscher (Wiltscheks Gletscher) wie auch typische Hängegletscher (Tschirakins Gletscher) zu erwähnen sind. Südlich von der namenlosen (Besimjannaja) Bucht — der oben erwähnten Trennungslinie entsprechend — giebt es auch keine Gletscher mehr. In geologischer Hinsicht besteht der südliche Teil der Insel aus devonischen Ablagerungen. Seine Beobachtungen führten Tschernischeff zu dem Schlusse, dass Nowaja-Semlja einst von ausgedehnten Gletschermassen bedeckt, später zur Zeit der »borealen Transgression« zusammen mit dem nördlichen Teile des russischen Festlandes vom Meere verschlungen worden ist, und jetzt sich wieder allmählich emporgehoben hat. Zum Beweise für die letztere Behauptung führt er zahlreiche Thatsachen an: Die alten Moränen, die etwa 300 *m* über den gegenwärtigen Gletschern liegen, Deltabildungen einiger Flüsse, ferner das Vorhandensein von Seen, welche aus abgetrennten Meeresteilen zwischen der Küste und naheliegenden Inseln gebildet sind, so ist z. B. die Halbinsel der Admiralität auf der Westküste der Nowaja-Semlja ehedem eine Insel gewesen.

Die Insel Madeira wurde von Dr. Grosser auf Grund eigner Untersuchungen geschildert [1]). Auf engem Raume sind dort gewaltige Höhen aufgetürmt, Gipfel bis zu 2000 *m* und bei nur 20 *km* Entfernung in der Luftlinie muss man einen fast 1400 *m* hohen Pass übersteigen. Solche Reisen muss man ausserdem bei dem Mangel an Landstrassen zu Pferde ausführen. Zu den schönsten und beschwerlichsten gehört die nach S. Vicente. Man kommt zuerst durch eine Gruppe niedriger Kegelberge, welche riesigen Maulwurfshaufen vergleichbar, in auffallendem Kontrast zu den andern Bergen stehen und deren südlichster, der Pico da Cruz, besonders ins Auge fällt. Sie bestehen im wesentlichen aus roten basaltischen Schlacken mit Zwischenlagen von Bimsstein und gehören zu den jüngsten vulkanischen Bildungen der Insel. Schon hier zeigt es sich, welchen ungeheuren Umformungen die Bergmassen Madeiras seit ihrer Aufschüttung aus den vulkanischen Schloten unterworfen wurden. Denn selbst diese jüngsten Bildungen lassen von der ursprünglichen Kraterform nichts Deutliches mehr sehen. Indessen nicht allein die Lage-

[1]) Gaea 1896. S. 449 u. ff.

rungsverhältnisse, sondern auch die Verteilung von Hoch und Tief, wie sie sich von einem sehr hohen Punkte aus deutlich darbietet, spricht dafür, dass hier in der Mitte ein grösserer Krater lag, dessen Flanken mit kleinern besetzt waren. Der Überrest eines dieser kleinern Kratere ist z. B. der Pico da Cruz.

Gegen 1200 *m* hoch öffnet sich plötzlich der grossartige Blick am Grossen Curral. So heisst der mächtige, steilwandige, enorm tiefe Kessel, in welchem die Ribeira dos Soccorridos mit ihren Quellarmen entspringt, um nur wenig unterhalb durch ein Cañon zu rauschen. Die Entstehung dieses Riesenkessels wird von Lyell allein der Erosion zugeschrieben. Dass Stimmen laut werden, welche darin einen Krater sehen wollen, ist bei der Form, Tiefe und Lage des Kessels kein Wunder, zumal die Lagerungsverhältnisse nicht einfach und ohne gründliches Studium nicht zu entwirren sind. Indessen ist sehr beachtenswert, was sich allein auf dem weitern Wege zeigt. Dieser führt auf einem, man möchte sagen, messerscharfen Rücken entlang, der an mehrern Stellen durch Berge wulstförmig verdickt ist. Da sieht man nicht nur rechts in den Curral, sondern auch links in das Gebiet der Ribeira Brava hinunter in gähnenden Abgrund. Ein so schmaler und hoher Damm zwischen den beiden Tiefen stellt der Kraterauffassung die grössten Schwierigkeiten entgegen.

S. Vicente hat sich geologisch einen Ruf erworben, weil es die einzige Stelle Madeiras ist, wo tertiäre Kalklager vorkommen, die zugleich gute Versteinerungen führen. Ausser diesen Korallenkalken, welche jetzt etliche hundert Meter über dem Meere sind, werden auch hier in Tuffen Petrefakten gefunden, u. a. sehr schöne Exemplare von Clypeastern. Mit Ausnahme eines Kohlen-Vorkommens im Thale von S. Jorge sind hier die einzigen Schichten, welche mit Sicherheit als tertiär anzusprechen sind und eine Handhabe für die Altersbestimmung der vulkanischen Erzeugnisse abgeben. Früher wurde der Kalk von S. Vicente gebrannt, jetzt nicht mehr, so dass der Aufschluss verfallen und verwachsen ist. Aller auf Madeira gebrauchter Kalk kommt heute von der, ebenfalls ihrer tertiären Versteinerungen wegen berühmten, zu Porto Santo gehörigen Insel Baixo (nordöstlich von Madeira). Als Zusatz für den Mörtel wird der feine, gesiebte basaltische Sand vom Meeresstrande benutzt.

Landschaftlich wie geologisch von höchstem Reize ist der Kessel von Porto da Cruz im nordöstlichen Teile der Insel. Der Weg von Funchal führt über den etwa 1200 *m* hohen Lamarceirospass dahin. Bei etwa 800 *m* über Porto da Cruz öffnet sich der Blick, ein wunderbarer, grossartiger Anblick: ein Riesenkessel, dessen halbe Begrenzung aus 12 bis 1500 *m* schroff hochsteigenden, wildzackigen Bergen besteht, der nach dem Meere offen, aber an einer Stelle von einem einzelstehenden gewaltigen, steilen, viereckigen Koloss, der Penha d'Aguia begrenzt wird, und tief unten liebliche grüne Berge, zwischen denen sich Thäler und Seitenthäler hinziehen, ein Gebirge für sich, im Vergleiche zu den Hauptmassen so klein, wie eine Un-

ebenheit des Bodens, und doch Berge so steil und so hoch, wie das Siebengebirge! Hartung glaubt hier, wie in vielen Einschnitten und Einbuchtungen, nach Lyell's Vorbild ein interkollines Thal, eine ursprüngliche Einsattlung annehmen zu sollen. Ob hier nicht ein alter Krater zu suchen ist? Gewiss ist es ein Unterfangen, in so alten Schichten, wie diesen tertiären, Kraterkessel zu erwarten, welche noch erkennbar sind. Immerhin ist es nicht unmöglich, und nicht nur der ganze Eindruck spricht dafür, sondern auch die Lagerungsverhältnisse: so am Wege vom Lamarceiro- wie vom Portellapass hinunter, im Süden südliches, im Südosten südöstliches Einfallen, an der Penha d'Aguia im Nordwesten nordwestliches Einfallen. Allerdings spricht die Fallrichtung am Pico do Cedro ganz dagegen, aber der Winkel von etwa 50° beweist, dass diese Masse nachträglich disloziert sein muss, so dass sie ausser Betracht kommt. Bei so enormen Umwälzungen, wo halbe Vulkane ins Meer stürzten, mussten Erscheinungen geschaffen werden, die später nur mit Hilfe von Annahmen, nie mit absoluter Sicherheit erklärt werden können. Erst nach der Zerstörung des Kraters kann der Lavastrom, der sich am Ilheo da Vigia ins Meer ergiesst, hervorgebrochen, längst nachher das Konglomerat, aus dem die Berge im Kessel drinnen bestehen, vom Wasser zusammengetragen, noch später der diese krönende sogenannte Trachyt emporgequollen sein. Seitdem hat die Erosion wieder mächtig gewirkt und sogar die ganz alten Gesteine freigelegt, die die einzigen paläolythischen auf Madeira sind, die Hypersthenite und andere.

Es ist sehr schwer auf Madeira, wo schon zur Tertiärzeit sicher vulkanische Thätigkeit im Zuge war, die alten Schlünde festzustellen, welche die breiten Massen ausgeworfen haben. Tiefe Furchen hat die Erosion in das Antlitz der alten Insel gegraben, welche die Züge ihrer ersten Jugend verdecken. Ein schönes Profil vom Pico Bareiro bis zum Meer, welches man östlich vom Rib. Meio Metade am Wege zwischen Funchal und Santa Anna deutlich sieht, mit geneigtern Schichten im Innern der Insel, mit flachern dem Meere zu, lässt ein Hauptausbruchszentrum in der Nähe des Quellgebietes der beiden Rib. Metade vermuten.

In historischen Zeiten haben sich keine vulkanischen Erscheinungen auf Madeira gezeigt. Indessen giebt es noch einige wunderhübsch erhaltene Kratere. Wenn sie noch rundum geschlossen sind, bergen sie zuweilen einen See (Lagoa), so die Lagoa bei S. Antonio da Serra, deren sanft ansteigende Ränder mit üppig wucherndem Ginster bewachsen sind, zwischen denen sich Rinder tummeln. Der so verbreitete Ginster giebt der Landschaft ein wenig freundliches Aussehen. Wie anders mag es gewesen sein, als in dichten Wäldern das kostbare Bauholz, wuchs dem die Insel ihren Namen verdankt (Madeira = Bauholz). Überhaupt hat die Vegetation sehr viel von ihrem ursprünglichen Charakter eingebüsst. Fast nur in Gärten findet man noch jene eigenartigen einheimischen Pflanzen, wie z. B. den

Drachenbaum, während beinahe nur noch die verschiedenen einheimischen Lorbeerarten wild vorkommen, und die an sich schon spärlichen Waldbestände Kiefern und Eichen sind.

Am Rande eines sehr hübschen Kraters steht Reids' Hotel in Santa Anna. Er verrät sich schon durch das charakteristische Rot der jüngsten Schlacken und ist in seinen Formen noch gut erhalten, nur gegen das Thal von S. Jorge geöffnet.

Zu den interessantesten geologischen Erscheinungen gehören die Fossil Beds bei Caniçal auf der Ostspitze Madeiras, wo ein aus basaltischem Material und zertrümmerten Schnecken- und Muschelschalen und Seeigelstacheln hervorgegangener, feiner, stellenweise durch Kalk zu Stein verfestigter Sand, der zweifellos als Dünenbildung aufzufassen ist, mächtige, aber wenig verbreitete Schichten bildet. Er enthält einerseits Millionen von Schneckengehäusen und anderseits sehr merkwürdige Kalkabsätze. Eine Schicht hat P. Schmitz aus fast ausschliesslich marinen Resten zusammengesetzt gefunden, während sonst die Landschnecken unvergleichlich überwiegen. Die Kalkabsätze treten vielfach in Formen auf, welche Bäumen, Ästen, Zweigen und Wurzeln so ähnlich sehen, dass sie von den meisten Naturforschern, selbst von Darwin und Lyell, mit solchen in genetische Beziehung gebracht sind. Diese Erklärung hat viel für sich; es ist auch leicht, anzunehmen, dass Gräser und feine Wurzeln, wie sie auf Dünen sind, den Kalbabsatz besonders begünstigen — damit vergleichbare Erscheinungen habe ich an feinen Saugwurzeln im Konglomerat des Siebengebirges beobachtet; aber die grössern Bildungen, namentlich die aufrecht stehenden angeblichen Baumstümpfe können eher ein Spiel der Natur und ganz gewöhnliche Kalkkonkretionen sein. Ich möchte für diese Auffassung hier nur die zahlreichen Übergänge von plattigen Schichten und gangartigen Ausfüllungen bis zu den Gewächsimitationen anführen, sowie auf die Schwierigkeiten hinweisen, welchen die Annahme von in mehrern Schichten wiederkehrenden Wäldern bei Dünen begegnet.

Die Nähe eines sehr gut erhaltenen Kraters am Pico do Caniçal lässt auf ein ziemlich junges Alter der Dünenbildung schliessen. Überhaupt scheinen jüngere Bildungen gerade im südöstlichen Teil der Insel häufig zu sein. Einige sind bereits oben erwähnt; andere liegen zwischen Funchal und Santa Cruz und lassen die Kratereinsenkung noch gut erkennen, wie z. B. der Pico Covoës.

Der verschiedene Charakter der Berge und der geologische Verband, wie er schon in der Landschaft ausgedrückt ist, fällt bei einer Rundfahrt zur See sehr ins Auge. Im Gegensatze zu der schroff abfallenden Nordküste ist die Südküste lieblich, und ein so freundliches Bild, wie es Funchal von der See aus gewährt, ist an der Nordküste ganz undenkbar. Es fehlen ihr aber auch nicht die steilen Abstürze; ja das Kap Girão findet über 700 *m* hoch, in Europa seines Gleichen nur in Skandinavien. Dass es der vorherrschende Wind, bezw. die dadurch bedingte Brandung ist, welche

an der Nordküste die schroffen Felswände geschaffen hat, merkt mancher an seinem eigenen Leibe; wenn er aus dem Windschatten des Südens auf die in kleinem Boote Kopf und Magen bedräuende Nordseite kommt. Wunderbar ist es, dass die ungeheuren Massen, die hier ins Meer versenkt wurden, und der Sockel, auf dem sie standen, den Meeresgrund nicht mehr beeinflusst haben. Im Nordosten fällt allerdings der Meeresboden viel allmählicher ab. Hier, den vorherrschenden nördlichen und östlichen Winden ausgesetzt, ist vielleicht die Zerstörung am weitesten gegangen; vielleicht auch, dass hier die nordöstliche Meeresströmung verhindert hat, dass das verfallene Material weit ins Meer hinausgeschwemmt wurde. — Der westliche Teil der Insel ist wenig ausmodelliert, und unbedeutend sind die Einschnitte der Bachthäler an der steilen Küste. Dieser Teil der Insel ist verhältnismässig niedrig; es ist deshalb möglich, dass die geringere Erosion daher rührt, dass sich an den niedern und windab gelegenern Bergen weniger Feuchtigkeit niederschlägt, als in den mittlern, höchsten und den östlichen Partien. In diesen sind die Erosionswirkungen dagegen grossartig. Der Cañon, wie die Thalkessel am Grossen Curral sind oben erwähnt worden. Wunderhübsch ist auch das Thal der Ribeira Gomez nahe bei Funchal, der Kleine Curral genannt. Die terrassenförmigen Gehänge, die Thalwindungen, wo festere Massen der Erosion grössern Widerstand leisteten, die Wasserfälle über Lavaströme, die kesselartigen Erweiterungen, wo Seitenthäler einmünden, sind voller Reize.

Ein sehr liebliches Bild von Erosionswirkung fand ich nahe bei den Fossil Beds, wo ein ganzes Gebirge en miniature aus dem roten Tuffe herausmodelliert ist.

Jüngere vulkanische Bildungen, deren jugendliche Züge gleich ins Auge fallen, sind schon oben erwähnt worden. Hartung nennt eine Reihe von Lavaströmen, welche die Thalbetten hinuntergeflossen, also erst ausgebrochen sind, als die Insel in grossen Zügen schon ihr heutiges Ansehen hatte. Sie sind zum Teil sehr deutlich ins Auge fallend. Einen besonders schönen habe ich vom Schiffe aus an der Mündung des Thales von der Ribeira Cocado beobachtet. Er breitet sich am Thalausgange in die See hinein fächerförmig aus; auf ihm steht das Dorf Seixal, und der Bach fällt jetzt in kleinen Kaskaden dem Meere zu.

Die Insel Tenerifa ist von Dr. Paul Grosser wissenschaftlich, besonders geologisch durchforscht worden[1]). Die ältesten Teile stehen an den drei Ecken der Insel, sie sind nur Ruinen; in ihrer Mitte ragt, das Ganze krönend, der Pik in noch jugendlicher Frische empor. Einer jener alten Eckpfeiler, die Anagaberge im Ostzipfel, fallen schon vom Meere her durch ihre romantischen und eigenartigen Formen auf. Sie beherrschen die Stimmung des Reisenden

[1]) Gaea 1896. p. 585 u. ff., p. 647 u. ff., p. 710 u. ff.

viel mehr als der Pik, der sich meist in Dunst oder Wolken hüllt, und der, wenn er frei ist, durchaus nicht den majestätischen Eindruck macht, den man nach allen frühern Reisebeschreibungen erwartet.

An der Südseite der Anagaberge zieht sich eine Fahrstrasse hin, tief ausgehöhlte Thäler kommen da herab; zwischen ihnen ragen steile Grate auf mit Kämmen, welche haarscharf zu sein scheinen. Am Meere entlang sieht man jähe Abstürze. Besonders durch die Strassenanlage sind schöne Profile des Gebirgsbaues aufgeschlossen: zuerst bei Santa Cruz im Westen liegt Lavastrom auf Lavastrom; dann mehren sich die Tuffe zwischen den Laven, und Gänge treten auf; schliesslich, je weiter man kommt, desto seltener werden die Lavadecken, und ausschliesslich Tuffe und Gänge setzen das Gebirge zusammen. Das Val del Bufadero verdankt seinen Namen einem jener eigentümlichen, natürlichen Springbrunnen, welche nicht allein von Tenerifa und von den Kanarien überhaupt, sondern von einer weit grössern Reihe vulkanischer Inseln bekannt sind. Sie entstehen an der Brandungszone des Meeres dort, wo ein ziemlich dünner Lavastrom zwischen zwei Tuffschichten liegt. Dadurch, dass die obere Tuffschicht ganz abgespült, dass an der untern die Lava höhlenförmig unterwühlt wird, und dass die Lava selbst ein Loch bekommt (indem die Decke über der Höhle zum Teil einstürzt), ist die Konstruktion des Springbrunnens gegeben. Jedesmal wenn eine Welle herankommt, dringt sie bei geeignetem Wasserstande seitlich in die Höhle und verschliesst ihren Eingang; dadurch presst sie die Luft in derselben zusammen, die ihrerseits mit dem eingedrungenen Wasser durch den einzig bleibenden Ausgang, das Loch an der Decke, ausgeworfen wird. Diese Erklärung hat bereits Viera y Clavijo gegeben, und ich konnte mich von ihrer Richtigkeit überzeugen. Bei dem in Rede stehenden Bufadero scheint das in die Höhle eindringende Wasser eine cylindrische Wand im Kreise entlang geführt zu werden, da Luft und Wasser strudelförmig, also mit tangentialer Bewegungsrichtung, aus dem Loche in die Höhe schnellen. Neuerdings hat der Madrider Mineraloge und Geologe Calderon infolge seiner Beobachtungen auf Gran Canaria eine abweichende Erklärung gegeben, die für andere Bufaderos gelten kann. Danach füllt eine herandringende Welle die Höhle mit Wasser; ehe diese sich entleeren kann, kommt eine zweite Welle, presst so auf das Wasser in der Höhle, dass dieses mit grosser Gewalt seinen Ausweg oben aus dem Loch in der Lava sucht. — Im Flussschotter des Val de S. Andres sind zahlreiche grosse Blöcke eines schönen, eigenartigen Phonolith, welcher behauen für die Kunstbauten der Strasse am Meere sehr geeignete Verwendung findet. Sonst überwiegen auch hier noch die basaltischen Gesteine. Sowie man aber, über den Kamm nach Norden hinweg, in das nach Taganana führende Thal absteigt, kommen saure und basische Gesteine in einem chaotischen Durcheinander vor, lauter Gänge. Es ist eine zweifellose, auffallende

Thatsache, dass auf Tenerifa, wie auf vielen atlantischen Inseln, in der zeitlichen Aufeinanderfolge Gesteine sehr verschiedener chemischer Zusammensetzung wechseln.

Gegen Westen verlaufen die Berge in die Ebene von Laguna, eine Einsenkung, welche ehemals, wie der Name sagt, einen See enthielt. Sie bildet den einzigen niedern Sattel und ist daher der einzige Pass, über welchen eine Fahrstrasse von Süden nach Norden führt. Hier betritt man das Gebiet sehr viel jüngerer vulkanischer Erzeugnisse, in ihren Formen zum Teil noch sehr gut erhaltene Schlackenkegel mit der charakteristischen bordeauxroten Farbe. Die Konstanz dieser Farbe an Basaltschlacken aus einer Periode, welche so weit zurückliegt, dass man gerade noch mit grösserer oder geringerer Deutlichkeit die ursprüngliche Form der Kraterberge erkennen kann, ist sehr auffallend. Ältere Gesteine derselben Art finden sich nur stellenweise ähnlich gefärbt, und rote lockere Schichten zwischen Basaltströmen werden gewöhnlich ohne nähere Begründung kurzweg als durch die übergeflossene Lava »rot gebrannt« bezeichnet. Jüngere, historische Schlacken derselben Art sind dagegen meist schwarz.

Ebenso wie die Anagaberge einen zentralen Grat besitzen, setzt sich ein Kammgebirge jenseits von Laguna fort. Kein Geologe, der über Tenerifa etwas veröffentlicht hat, ist seit Leopold von Buch die ganze Länge des Kammes entlang von Laguna bis Pedro Gil gewandert, und auch Dr. Grosser gelang es erst nach vielen, namentlich meteorologischen Schwierigkeiten. Bei Esperanza ging er an Schlacken- oder Tuffkegeln vorüber, und die bis dahin sehr langsame Steigung wurde grösser. Die folgenden Berge, alle an jüngere Bildungen erinnernd, haben keine charakteristischen Formen, bis kurz vor der Fuente Fria Gänge auftreten. Auch im weitern Verlaufe bleiben gerundete Bergformen, hier und da von Gängen unterbrochen, und Gesteinscharakter recht einfältig. Aber kurz vor der Fuente del Chupadero fängt ein sehr wechselvolles Bild an. Einem Berge mit grossen Schlackenauswürflingen folgt einer, der mit einer hohen Gangzinne gekrönt ist. Dann kommen etwas tiefer von der Erosion eingeschnittene Kuppen mit grauen und gelben, thonig zersetzten Gesteinen. Weiterhin treten ganz andere Felsarten mit schönen, grossen, herausgewitterten Augiten auf, dann wieder andere und so fort in ununterbrochenem Wechsel bis Pedro Gil, mit dessen Nähe die Höhe und die Kletterei zunimmt. Es zeigt sich, dass die in der Luftlinie gegen 20 *km* lange Cumbre von Laguna bis Pedro Gil und darüber hinaus an die Cañadas aus einer langen Reihe sehr verschiedener und sehr verschieden alter Einzelvulkane besteht, die aber alle, bis auf die Umgebung von Esperanza, der Erosion und Denudation schon so weit erlegen sind, dass sie ihre Formen vollständig verloren haben. Sie sind jedenfalls jünger als die Anagaberge und älter als die Kegel von Matanza, Tacaronte, der Umgebung Lagunas mit Einschluss der Berge von Esperanza u. s. w., deren Formen zum grössten Teile noch deutlich erhalten sind.

In der Oberflächenbeschaffenheit Tenerifas, welche sich im allgemeinen leicht durch die aufbauende Thätigkeit der vulkanischen Erscheinungen, die abtragende Wirkung des fliessenden Wassers und die zerstörende Kraft der Brandungswellen erklären lässt, bilden eine Anzahl tiefeingesenkter, weiter Mulden mit zum Teile steilen Seitenwänden, eine nicht so leicht zu deutende, auffallende Erscheinung. Nach Lyell'scher Auffassung werden sie von Reiss und von Fritsch als interkolline Räume dargestellt. Lyell bezeichnete damit die Einsenkungen, welche dort entstehen, wo keine oder sehr wenig vulkanische Auswurfsmassen hingelangen, während zu beiden Seiten durch eruptive Thätigkeit Berge aufgeschüttet werden. Zur Erklärung z. B. der Taoro-Mulde, in welcher Orotava liegt, stösst diese wie andere Annahmen auf grosse Hindernisse.

Von Orotava führt eine landschaftlich wunderschöne Fahrstrasse nach Icod los Vinos und nach Garachico. Sie verläuft, nachdem sie die Taoro-Mulde verlassen hat, anfangs durchschnittlich 200 *m* über dem Meere und ist zur Linken von hohen, schroffen, fast senkrechten, nacktfelsigen Gehängen begrenzt, während zur rechten ein mässig steiler Abfall zum Meer und ein Streifen Vorland liebliche Wiesen hervorgerufen hat, in denen hier und da ein Gehöft liegt. Das üppige Grün der Matten steht im gleichen Kontraste zum brandenden Meere einerseits wie den Felsen anderseits. Hier ein Barranco, dort ein Strasseneinschnitt, hier eine Landzunge an der Küste, dort ein Lavastrom scheinbar rätselhaften Ursprunges verändern das wechselreiche Bild. Wenn wir nach dem Grunde der wesentlichen Linien in dem Landschaftscharakter fragen, so wird er schnell durch den innern Bau der Gegend enthüllt. Einst waren hier von der Küste an trotzige Felswände, vielleicht wie noch heute an der Nordküste Madeiras. Allmählich türmte sich an ihrem Fusse das zertrümmerte Felsgestein auf, welches von Lawinen, Bächen, Wasserfällen zu einem Konglomerate zusammengehäuft wurde, bis es die halben Wände bedeckte; die andere Hälfte ragt noch heute steil auf, Wiesen aber bekleiden die riesigen Schutthaufen. Bei S. Juan de la Rambla ändert sich das Bild vollständig. Unfruchtbare, helle, junge Laven, welche hier herunter ihren Weg vom Pik und dessen Umgebung genommen haben, bauen wunderlich geformte Bergzüge auf. Jetzt tritt der Pik in die Erscheinung und belebt mit seinen schönen aufstrebenden Formen die öde Gegend. In Icod liegt er ganz offen, in seiner vollen Grösse vor dem Beschauer, durch keine Bergwand teilweise verdeckt, frei und klar, als könne man in wenigen Stunden seinen Gipfel erreichen. Er hat, eine Mulde benutzend, viele Lavaströme hier herunter gesandt, die zum Teile ins Meer flossen. Einer davon wird von den Touristen wegen einer grossen Höhle, die einige Guanchen-Reste enthält, aber noch viel mehr enthielt, oft besucht. Bekanntlich entstehen derartige Höhlen in Lavaströmen dadurch, dass am Schlusse einer Eruption das Äussere des Stromes am schnellsten abkühlt und erstarrt, während das Innere noch glühendflüssig ist und ausfliesst.

Von Icod los Vinos wendet sich die Strasse dem Meere zu, in das ein ödes, schwarzes Lavafeld hineingeschoben ist; die Eingeborenen nennen es Mal Paso, schlechtes Land. Der da unten vegetationslose Lavastrom kann noch nicht sonderlich alt sein, denn er ist erst nach Ausmeisselung der steilen Klippen an der Berglehne heruntergeflossen. Nahe der Küste öffnet sich ein reizender Blick. Am Fusse steiler Gehänge liegt das kleine Dorf Garachico am Meere, in dem ein einsamer Inselfels gleich einem Vorposten die Wogen bricht, und im Hintergrunde ist der regelmässig geformte, junge Vulkankegel Monte Taco weit in die See vorgeschoben. Garachico hat eine traurige Berühmtheit durch einen Vulkan-Ausbruch, dem es im Jahre 1706 zum Opfer fiel, erhalten. Auf dem Hochlande südlich von Garachico, ungefähr 1300 *m* über dem Meere wurde am 5. Mai 1706 nach heftigen Erdbeben ein etwa 100 *m* hoher Aschenkegel, die Montaña Negra aufgeworfen, dem kolossale Mengen Lava entflossen; ein Teil derselben erreichte am selben Tage die Gehänge über Garachico, stürzte, rotglühend am dunklen Abende, in mehrere Arme gespalten, die steile Berglehne hinab und wälzte sich durch die Strassen bis in den Hafen. Am 13. Mai ergoss sich ein neuer Strom auf den Ort, und was nicht unter der Lava begraben wurde, verbrannte bis auf einen kleinen Teil. Heute noch ist die Bergwand hinter Garachico, welche ehedem ihrer üppigen Fruchtbarkeit und ihres saftigen Grüns wegen Smaragdmauer hiess, schwarzes, totes Land.

Es war der vorletzte Vulkan-Ausbruch auf der Insel. Mit ihm schloss eine Reihe von Eruptionen ab, die sich innerhalb anderthalb Jahren an verschiedenen Stellen ereigneten. Die letzten vordem haben nach unsichern Überlieferungen im fünfzehnten Jahrhundert stattgefunden. Der jüngste Ausbruch aus dem Chahorra, 1798, scheint sehr heftig, von grosser Dauer und von bedeutenden Lava-Ergüssen, welche sich westlich gegen Guia und Chio wendeten, begleitet gewesen zu sein.

Bei der Besteigung des Piks stellt sich dieser von der Estanzia de los Ingleses aus (wo die Ersteiger gewöhnlich ihr Nachtquartier aufschlagen) als Kegel mit anfangs 24° zuletzt im Durchschnitt 17° Neigung dar; erst kurz ehe man oben ist, sieht man den Gipfel. Der eigentlichen parabolischen Hauptmasse ist ein kleiner, nur 160 *m* hoher, im Durchschnitt bis 35° geneigter Kegel, der Piton oder Zuckerhut aufgesetzt. Er hat den Namen daher, weil im Sommer sein helles Gestein im Kontraste zu dem dunklen der Hauptmasse des Teyde so grell widerscheint, dass es, besonders in grosser Entfernung, nicht nur gelblichweiss, sondern auch glitzernd aussehen soll. Der Pik ist vom Fuss bis zum äussersten Gipfel von Laven bedeckt; man kann daher nicht wie bei den meisten andern Vulkanen von einem Aschenkegel sprechen, wo an empfindlichen Stellen der Flanken die Lavaströme durchgebrochen sind, sondern muss ihn, wenigstens in seinen letzten Stadien, als einen jener seltenen

Vulkane ansprechen, bei denen die Lava über den Kraterrand übergeflossen ist. Auch der Piton besteht aus Lava, unterscheidet sich aber wesentlich dadurch, dass diese weiss, gelb, rot und braun zersetzt, während die der Hauptmasse des Teyde frisch und schwarz ist. Es sind aber auch primäre Unterschiede der Lava nicht ausgeschlossen, da die Grenze zwischen heller und dunkler zwar nicht scharf, aber auffallend ist. Die Zersetzung rührt von den letzten Resten vulkanischer Äusserungen her. An verschiedenen Stellen des kleinen, nur 30—40 *m* tiefen Kraters sind Spalten mit Dampfausströmungen. Dr. Grosser konnte bei scharfem Beobachten schon von den Cañadas in der Ferne zuweilen ein Wölkchen aus dem Krater aufsteigen sehen. Oben ist die Dampfmenge sehr merkbar, und der Geruch nach schwefliger Säure sehr deutlich. Ausser hübschen Schwefelkrystallen kann man rote Anflüge finden, welche wahrscheinlich wie an der Solfatara bei Puzzuoli unweit Neapel aus Realgar bestehen. Verf. hat in einer Spalte $^1/_2$ *m* tief 81° C. gemessen. Nach Reiss und v. Fritsch sind Temperaturen zwischen 74° und 86° gefunden worden. Der Siedepunkt des Wassers liegt in 3730 *m* Höhe bei 88° C.

»Die berühmte Aussicht vom Pik von Tenerifa«, sagt Dr. Grosser, »ist wirklich sehr rühmenswert. Zwar haben wir nicht so klare Luft gehabt, dass man alle Kanarien sehen konnte; indessen zeigte sich Gran Canaria mit ihrem charakteristischen, in der Mitte tief eingeschnittenen Profil mitten im Meere, und Gomera so deutlich, dass es ganz perspektivisch erschien und wie ein Stück Land, welches im weiten Ozeane umherschwimmt, aussah. Palma war merkwürdigerweise von Dunst eingehüllt, und Lanzarote soll überhaupt sehr selten kenntlich sein. Aber wir erblickten auch von Ferro und Fuerteventura nichts. Man erkennt die verschiedenen Gebirgsteile, die Vegetation, die einzelnen Ortschaften Tenerifas bei der Durchsichtigkeit der Luft ganz klar, besonders malerisch wird das Bild aber durch die nahe Cañadas-Ebene mit ihren grössern und kleinern Kratern und ihrem Randgebirge, den Circusbergen. Man sieht diese den grössten Teil rundherum und erkennt sie schon der Form nach deutlich als Überreste eines sehr viel ältern Kraters, der zum Pik im selben Verhältnis wie der Monte Somma zum Vesuv steht, dessen Dimensionen aber ein bedeutend Vielfaches von denen seines italienischen Vetters sind.«

Die Westküste Madagaskars schildert auf Grund eigener Anschauung Dr. A. Voeltzkow[1]). Madagaskar besteht aus einer gebirgigen Hochlandsregion von 1000—1500 *m* Erhebung über dem Meere und einem diese umgebenden verhältnismässig ebenen Lande von geringer Höhe, welches im ganzen Westen der Insel sich zu weiten Ebenen ausbreitet, denen stellenweise Ketten von

---

[1]) Verhdlg. der Ges. f. Erdkunde in Berlin 1896. **23.** p. 170 ff.

Nord nach Süd ziehender Höhenzüge aufgesetzt sind. Das Hochplateau wird von Höhenzügen durchschnitten, die sich bis zu 2600 *m* über das Meer erheben, jedoch fruchtbare Weidegründe und weite, mit Reis bebaute Flächen zwischen sich lassen. Das Plateau steigt im Westen langsamer an, während es nach der Ostküste zu steil abstürzt; es erklärt sich dadurch auch, dass die grossen Ströme nur auf der Westseite zur vollen Entwicklung gelangen.

Man macht sich von der Westküste Madagaskars gewöhnlich eine ganz falsche Vorstellung. Da die grössern Erhebungen nahe der Ostküste angeordnet sind, so schlagen die gesättigten Südost-Passate ihre Feuchtigkeit in den Schluchten des steilen Ostabhanges nieder, dem dortigen Pflanzenwuchse zu ungeahnter Fülle verhelfend. Dort ist das Paradies des Botanikers, dort die Region des schweigenden Urwaldes; Lianen, Farne und Orchideen überwältigen den Blick des Beschauers durch ihr Massenhaftigkeit und Fülle. Auf der Westküste dagegen langgestreckte Ebenen, die auf den ersten Blick alten Meeresboden erkennen lassen, öde, mit rotem Laterit bedeckte Flächen, nur dem Lauf der Flüsse folgend reicherer Waldbestand.

Was die Tierwelt anbetrifft, so ist Madagaskar dadurch ausgezeichnet, dass es weder grosse Raubtiere, noch giftige Schlangen besitzt. Löwen, Leoparden und Hyänen fehlen; von den Ungulaten ist nur eine Art Wildschwein (Potamochoerus) vertreten, dessen Fährten man auf Schritt und Tritt antrifft, ohne jedoch die Tiere häufig zu Gesicht zu bekommen. Von Dickhäutern existierte früher ein kleines Flusspferd, welches aber seit langem ausgestorben ist. Büffel, Zebras, Giraffen und Antilopen fehlen.

Echte Affen giebt es auf Madagaskar nicht; ihre Stelle wird eingenommen von den Lemuren, welche sehr verschieden an Gestalt und Farbe sind und die waldigen Gebiete bewohnen. Madagaskar eigentümlich ist das zu den Halbaffen gestellte Aye-Aye (Chiromys madagascariensis); es ist mit starken meisselförmigen Zähnen versehen, während ein Finger an den Vorderhänden stärker verlängert und mit einer hakenförmigen Kralle zum Herausholen der Insektenlarven aus ihren Gängen versehen ist.

Insektenfresser sind durch die sehr zahlreichen Centetiden, Tandreka genannt, unsern Igeln an Aussehen gleichend, vertreten, während Nagetiere an Arten arm, an Individuen so reich sind, dass sie zu einer wahren Landplage werden; eine Nacht unter Ratten darf in keiner Reisegeschichte von Madagaskar fehlen.

Eine der merkwürdigsten Tierformen ist die Cryptoprocta ferox, »Fossa« genannt, die in den Erzählungen der Eingeborenen die Stelle unseres Reineke Fuchs einnimmt. Die Fossa ist von mittlerer Grösse, einem echten Vertreter des Katzengeschlechtes gleichend, jedoch sich durch das Vorkommen von Afterdrüsen und eine grössere Anzahl von Zähnen den Viverren nähernd, denen sie aber in der Kopfbildung nicht ähnelt.

Die Vögel sind sehr zahlreich in vielen der Insel eigentümlichen Arten verbreitet, jedoch befindet sich keine der grössten Formen unter ihnen; auch fehlen viele der glänzend gefärbten tropischen Arten. Weder sind Strausse oder Kasuare durch einen lebenden Vogel vertreten, noch kommen Goldfasane, Paradiesvögel, Tukane und Kolibris vor. Raubvögel haben ihre Vertreter in Habichten, Milanen und Falken. Die Krähen (Corvus scapulatus) sind sehr zahlreich, jedoch durch einen weissen Kragen um den Hals von den unsrigen verschieden. Wasservögel giebt es in ungeheuerer Menge; in der Nähe der Seen erfüllen lange Züge wilder Enten scheinbar die ganze Luft. Reiher giebt es aller Art; einen kleinen weissen Reiher sieht man stets in grosser Anzahl hinter und zwischen den Rindern umherwandeln. Grosse Papageien giebt es nur in einer schiefergrauen Art (Coracopsis nigra), die fast gar nicht sprechen lernt, aber einen geschätzten Braten liefert; kleine Papageien (Agapornis cana) mit grauem Kopfe, wie unsere Inseparables, sind ständige Bewohner der Ortschaften. Perlhühner (Numida mitrata), Rebhühner (Margaroperdrix madagascariensis) giebt es in Menge, jedoch fehlen der Insel die guten Sänger. Es ist eben die Vogelwelt Madagaskars weniger durch Schönheit und auffallende Erscheinung einzelner Glieder als durch die Eigentümlichkeit ihrer Formen und ihre Verwandtschaft mit entfernten Ländern bemerkenswert.

Die merkwürdigste Form der Insel ist der leider seit ungefähr zwei bis drei Jahrhunderten ausgestorbene Aepyornis marimus, ein Riesenstrauss, der zwar nicht der grösste aller Vögel war, jedoch die grössten uns bekannten Eier gelegt hat, denn sie haben einen Rauminhalt von 7 Straussen- oder etwa 150 Hühnereiern. In den letzten 40 Jahren sind einige dieser Eier im sterilen Süden unversehrt aufgefunden worden, ebenso in neuerer Zeit vollständige Skelette dieser Riesenvögel. Die Eier haben einen Längendurchmesser von 30 und einen kürzesten Durchmesser von 23 *cm*; das ungeheure Ei hat in frühern Jahrhunderten wahrscheinlich die Veranlassung zu dem arabischen Märchen vom Vogel Rukh gegeben.

Land- und Süsswasser-Schildkröten giebt es in Menge. Unter ihnen ist besonders bemerkenswert eine kleine Landschildkröte mit beweglicher Brustklappe (Pyrix arachnoides). Die Schlangen bieten sehr eigentümliche Formen; auch giebt es Riesenschlangen, die sogar Rinder anfallen sollen.

Das einzig wirklich zu fürchtende Reptil der Insel ist das Krokodil (Crocodilus madagascariensis), dem jährlich viele Menschenleben zum Opfer fallen.

Dass die niedere Tierwelt stark entwickelt ist, ist ja natürlich, jedoch ist z. B. Heuschreckenfrass, trotzdem die Tiere manchmal in ungeheuren Schwärmen erscheinen, eine seltene Erscheinung. Ungeziefer giebt es in Menge: die Moskitos bilden eine wahre Landplage und verkümmern die Freude an der Pracht tropischer Nächte; an manchen Orten ist es so schlimm, dass Verf. seine Abendmahlzeit



Tenerife: Pic de Teyde von den Cañadis aus gesehen.



Tenerife: Die Anagaberge östlich von Santa Cruz.

nur innerhalb meines Moskitonetzes hat einnehmen können. Wie sich denken lässt, hat auch die Bettwanze ihren Weg nach Madagaskar gefunden.

Der Pflanzenwuchs erreicht seine höchste Entwicklung nur auf der Ostküste und an den Abhängen des Hoch-Plateaus; dort ist die Region des Urwaldes, während die Westküste verhältnismässig trocken ist. Den in allen Werken und auf allen Karten die Insel ringförmig umziehenden Urwald habe ich auf der Westküste trotz eifriger Nachforschungen nicht gefunden. Wohl giebt es Wald, jedoch ist es sogenannter trockener Wald; vorherrschend sind weite, mit Gras bewachsene Ebenen, die von Zeit zu Zeit abgebrannt werden.

Der Charakterbaum der Ebenen ist die Satapalme (Hyphaene), die auch zu meilenweiten Beständen zusammentritt; nur muss man sich darunter keinen Wald in unserm Sinne vorstellen, da die einzelnen Palmen 6—10 *m* aus einander stehen und mittags fast gar keinen Schatten gewähren. Die Stämme sind gewöhnlich 6—10 *m* hoch, mit breiten Kronen von fächerförmigen Blättern, die zum Decken der Häuser verwendet werden.

Die Kokospalme kommt als Kulturbaum in der Nähe der Küste vor, während die nur Madagaskar angehörende Rafiapalme (Raphia Ruffia) mehr in den geschützten feuchten Thälern gedeiht. Die Rafia hat einen Stamm bis zu 6—8 *m* Höhe, der sich an seiner Spitze in eine Anzahl ungeheuer langer Blätter teilt, deren Mittelrippen als Tragstangen und als Dachsparren Verwendung finden. Von den feinen Fiederblättern wird die Oberhaut umgeknickt und mit einem Ruck abgezogen; die so gewonnenen Fasern werden gefärbt und zum Weben von Stoffen verwendet. Auch werden derartige Gewebe, Ramba genannt, viel nach Europa ausgeführt. Die ungefärbten Fasern werden zu Strähnen geflochten und kranzartig zusammengewunden in den Handel gebracht. Die Rafiafaser ist allbekannt, da sie bei uns unter dem Namen Bast zum Binden von Blumen gebraucht wird.

Das Bambusrohr findet die verschiedenste Verwendung als Tragstange, Dachsparre, Wasserbehälter; auch werden die eigenartigen Musikinstrumente der Hova, Valia genannt, daraus verfertigt. Diese werden, wie unsere Guitarren, mit den Fingern gespielt.

Tamarinden, Mangos, wilde Feigenbäume schmücken die Ansiedelungen der Eingebornen.

Der Madagaskar hauptsächlich charakteristische Baum ist ohne Zweifel der Baum des Reisenden (Urania speciosa), welcher der Scenerie der Waldabhänge ein ganz eigenartiges Gepräge verleiht. Er gehört zur Familie der Musaceen, obgleich er einer Palme ähnlicher sieht als einer Banane. Die Blätter stehen nicht, wie bei andern Bäumen, im Kreise, sondern erheben sich auf seiner obersten Spitze als ein flacher Fächer. Die Blätter, 15—20 etwa, haben eine Länge von 3 *m* und mehr bei einer Breite von 0,50 *m*, die

Stammhöhe kann bis 30 *m* betragen. Den Namen „Baum des Reisenden“ hat die Ravenola daher, weil, wenn man den untern Teil eines der Blattteile an der Stelle, wo sie alle über einander liegen, mit einem spitzen Stocke ansticht, ein kleiner Strahl kühlen süssen Wassers hervorspringt, an dem der Halbverschmachtete neue Kraft schöpfen kann.

In vielen Büchern hört man Madagaskar als »Kirchhof der Europäer« bezeichnen; jedoch verdient es diese Bezeichnung nicht. Die Westküste ist sogar verhältnismässig gesund. Es ist alter Meeresboden, dem roter Laterit aufgelagert ist. Das Jahr ist in eine nasse und eine trockene Jahreszeit geschieden. Die Regenzeit beginnt ungefähr im November, ist aber nicht so schlimm, als man sie sich vorstellt, und dauert bis Ende März. Während der trockenen Zeit regnet es manchmal Monate lang gar nicht, und der Boden ist dann ausgedörrt und weist tiefe Risse auf, während das Gras versengt ist. Das ist die Zeit der furchtbaren Brände, die manchmal ganze Städte verheeren und auch in Majunga seiner Zeit den Verlust fast des gesamten Materiales über Krokodil-Entwicklung verursachten, welches Verfasser gesammelt hatte.

Die Temperatur ist nicht zu heiss; in Majunga z. B. betrug sie im Sommer mittags 30—31° bei einer nächtlichen Abkühlung um 2—3° C., jedoch verliert durch diese gleichmässige Wärme der Körper im Laufe der Jahre an Spannkraft.

Madagaskars Wert besteht nicht zum kleinsten in seinem Reichtume an Rindern; es wird das in Ost-Afrika so verbreitete Zebu-Rind mit Fetthöcker in grossen Herden gehalten. Schafe giebt es nicht, dagegen findet man in den Ansiedelungen der Eingeborenen überall Ziegen. Reis wird in so grossen Mengen gewonnen, dass derselbe nach Mauritius, den Comoren und Sansibar ausgeführt wird.

Rafia, köstliches Bauholz, Ebenholz, Kautschuck bilden Hauptausfuhrartikel. Kaffee und Vanille gedeihen an der Ostküste überall.

Die Gebirge sind reich an edlen Erzen; Kohle findet sich in den nördlichen Gegenden, und auch Gold wird dem Anscheine nach bei eifrigem Suchen vielerorts aufzufinden sein.

Die Seychellen besuchte Dr. A. Brauer und lieferte eine Schilderung derselben[1]). Die Inseln liegen zwischen 3° 33′ und 5° 35′ s. B. und 55° 16′ und 56° 10′ ö. L. v. Gr. und umfassen etwa ein Areal von 264 *qkm*, es sind 30 Inseln, von denen aber nur 18 bewohnt sind. Die wichtigsten sind Mahé, wo der Sitz der Regierung sich befindet, Silhouette, Praslin (Namen französischer Offiziere), La Digue, Curieuse, St. Anne, Aux Cerfs und Aux Frégates. Der englischen Verwaltung, die ihrerseits der Regierung auf Mauritius unterstellt ist, sind dann noch weiter die Amiranten, Aldabra, Cosmoledo, Farquar und einige andere kleine

[1]) Verhandlungen d. Ges. f. Erdkunde zu Berlin 1896. **33.** p. 300 u. f.

Inseln zugeteilt, die meist nicht dauernd bewohnt sind und nur als Kokos-Plantagen, Guano-Lager oder als Fangstätten für Seeschildkröten Bedeutung haben.

Die Seychellen im engern Sinn erheben sich auf einer submarinen Bank von 10 bis 40 Faden Tiefe, welche gegen die Amiranten rasch bis zu 1500 bis 2000 Faden Tiefe abfällt. Wie die Untersuchung gezeigt hat, bilden sie einen einheitlichen Komplex und, von Einzelheiten abgesehen, sind die Verhältnisse auf allen Inseln so sehr dieselben, dass sie gemeinsam besprochen werden können.

Im Gegensatze zu Mauritius und Réunion, welche vulkanischen Ursprunges sind, und zu dem Chagos-Archipel im Norden, Amiranten, Aldabra und andern kleinen Inseln, welche im Süden zwischen den Seychellen und Madagaskar liegen und korallinischen Ursprunges sind, sind die Seychellen ganz von Granit aufgebaut. Diese Zusammensetzung verleiht den Inseln einen bestimmten Charakter und ist schon bei äusserer Betrachtung leicht erkennbar. Die Höhen der Gebirge sind meist abgerundet oder von Blockmassen, die oft das Aussehen von Ruinen zeigen, gekrönt. Die Abhänge bauen sich in hohen Terrassen auf; schroffe Wände, die vertikal und horizontal zerklüftet erscheinen, kastell- oder mauerartig oder in andern phantastischen Formen aufgetürmte oder stark überhängende und zum Absturz neigende Massen treten dem Wanderer überall in den Gebirgen entgegen. Weiter ist der grösste Teil des Landes von den tiefern bis zu den höchsten Teilen mit Granitblöcken jeglicher Form und Grösse bedeckt, oft, z. B. auf der Insel Silhouette, liegen die Blöcke so dicht neben und übereinander, dass man den Boden nicht erkennen kann. So hinderlich die Blöcke der Pflanzung sind, und so viel Boden sie auch der Kultur entziehen, so sind sie doch auch wieder von grossem Werte, indem sie die Abschwemmung der fruchtbaren Erde durch die starken Regen verhindern.

Was dem Granit ein ganz eigenartiges Aussehen verleiht, das sind die Rillen, welche die meisten Blöcke und senkrecht abfallenden Wände mehr oder weniger tief durchfurchen. Sie können senkrecht oder schräg verlaufen; im letztern Falle kann man aber sicher sein, dass der Block beim Absturze eine Verlagerung erfahren hat, und oft lässt sich schon ein neues Rillensystem, das senkrecht verläuft, feststellen. Diese Rillen sind durch das Wasser bewirkt, und zu ihrer Vertiefung mögen die mit dem Wasser herabgestürzten Quarzkörner beigetragen haben.

Wo die von der Vegetation entblössten Massen weniger stark geneigt sind, findet man eine Absprengung von Platten.

Als Verwitterungsprodukt des Granits findet sich überall die sogenannte »rote Erde« oder der Laterit; nur dort, wo die alten Wälder noch erhalten sind, bedeckt eine dicke Humusschicht den Boden.

Im zentralen und nördlichen Gebiete von Mahé, und ebenso auf Silhouette, erheben sich die Gebirge schroff aus dem Meere und er-

reichen im Mont Plaisir auf Silhouette und in den Trois Frères, im Mt. Harrison, Mt. Simpson und andern eine Höhe von 800 bis 850 *m* und im Morne Seychellois auf Mahé eine solche von fast 1000 *m*. In den übrigen Teilen von Mahé und ebenso auf den andern Inseln sind die Berge niedriger, und abgesehen von einigen ins Meer vorspringenden Ausläufern sind ihnen weite Ebenen vorgelagert, deren Boden von Korallensand gebildet wird; oft ist es der Fall, dass unter diesem Sande sich Bänke von steinhart verkittetem Korallensand befinden, die eine Dicke von $^1/_4$ *m* bis zu fast 2 *m* besitzen können und bei der Pflanzung von Kokospalmen erst durchschlagen werden müssen.

Die steilen Küsten und weiter besonders die fast alle Inseln, besonders die Buchten in mehr oder weniger grossem Bogen umgürtenden Korallenriffe machen die Inseln schwer zugänglich. Die kleinern Inseln sind nur von kleinen Schiffen und auch von diesen nur mit grosser Gefahr zu erreichen; nur zwischen der Nordspitze von Mahé und St. Anne lassen die Riffe eine Einfahrt in ein grösseres Bassin frei, welches auch für grössere Schiffe tief genug und durch einen langen Steindamm mit dem Lande verbunden ist.

Der Bau der Korallenriffe ist im allgemeinen der gewöhnliche. An das schmale lebende Riff, welches schroff bis zu 10—20 Faden Tiefe abfällt, schliesst sich ein mehr oder weniger breites flaches Feld an, das aus den von der Brandung losgerissenen, gerollten und dann wieder zusammengekitteten Trümmern besteht. Weiter dem Lande zu wird der Boden von Korallensand gebildet und dieser an den Ufern durch die Wellen in dünenartigen Wällen angehäuft. Zwischen dem lebenden Riffe und dem Lande ist ein breiter, wenn auch flacher Kanal vorhanden. Man würde also die Riffe der Seychellen den Barrièreriffen zuzuzählen haben; indessen würde es falsch sein, aus dieser Bezeichnung zu schliessen, dass die Form, wie bei vielen andern Barrièreriffen, durch eine positive Strandlinien-Verschiebung entstanden ist. Denn im Gegensatze zu der bisher allgemein herrschenden Ansicht, dass die Seychellen eine Senkung nicht nur durchgemacht haben, sondern noch in dieser Bewegung begriffen sind, konnte durch Auffindung von gehobenen Korallenriffen auf fast allen besuchten Inseln festgestellt werden, dass eine entgegengesetzte Bewegung stattgefunden hat, und es ist wahrscheinlich, dass sie noch fortdauert. Der Betrag der Bewegung konnte zwar nur bis zu 25 *m* Höhe mit Sicherheit festgestellt werden; doch lässt die Lagerung vieler Reste an Granitblöcken, nämlich bald unterhalb, bald auf der dem Meer abgewandten Seite, den Schluss zu, dass die Blöcke mit den Resten aus grösserer Höhe herabgekommen sind, der Betrag der Hebung also bedeutender gewesen ist. Da auch auf Aldabra anstehender Korallenkalk bis zu 15 *m* Höhe gefunden wurde, so scheint diese Bewegung ein grosses Areal im westlichen Teile des Indischen Ozeanes umfasst zu haben.

Verschiedene kleinere Inseln, so bei Mahé und Praslin, sind erst in neuerer Zeit mit den grössern in Verbindung getreten, und an verschiedenen Stellen liesse sich heute ohne grosse Schwierigkeiten dem Meere weiteres Land abgewinnen.

Das Klima ist ausgezeichnet; es ist, wie bei der Lage nicht anders zu erwarten ist, ein typisches Seeklima. Trotz der Lage der Inseln nahe dem Äquator ist die Hitze in den meisten Monaten durchaus erträglich, wenn auch die gleichmässige Wärme auf die Dauer erschlaffend wirkt. Die mittlere Jahrestemperatur beträgt 27—29° C., die jährliche Schwankung 10—12° C., die tägliche 6—7° C., die niedrigste Temperatur ist in den tiefern Teilen 23° C., auf den Bergen 20° C., die höchste Temperatur in den meisten Monaten, besonders während der Zeit des SO.- und NO.-Monsuns, also vom Juni bis zum Oktober und vom Dezember bis zum April 29—31° C.; nur in den Monaten April und Mai und November, in der Kalmenzeit, kann sie bis zu 35° C. steigen.

Die Regenzeit ist der Sommer, besonders die Monate Dezember bis zum April. Auf den meisten Inseln fällt im Winter kein oder nur wenig Regen; dagegen erhalten die zentralen Gebiete von Mahé und ebenso Silhouette infolge ihrer hohen Berge und der starken Bewaldung auch im Winter ziemlich reichliche Niederschläge, jedenfalls trocknen die Flüsse niemals aus. Man kann auf Mahé die Tage zählen, wo der Morne Seychellois nicht wenigstens für einige Stunden von einer Nebelkappe bedeckt wäre. Selten sind heftige Gewitter. Die Summe der Niederschläge betrug 1895 2500 *mm*.

Die langen, heftigen Regen können unter Umständen dem Lande gefährlich werden, indem durch sie grosse Bergstürze verursacht werden. An mehrern Stellen kann man die Spuren in Haufen von Blöcken und ins Meer vorspringenden Landzungen, die von herabgeschwemmter Erde, nicht von Laterit oder Korallensand, gebildet sind, erkennen.

Die guten Gesundheitsverhältnisse haben ausser in der Lage auch in dem guten Wasser ihren Grund. Die Flüsse — auf Mahé nicht weniger wie 133 — kommen in starkem Gefälle, oft herrliche Kaskaden bildend, vom Gebirge herab, und da das Wasser über Granitblöcke und Quarzsand fliesst, so ist dasselbe ohne Gefahr zu trinken, zumal auch die Temperatur 23—24° beträgt, Darmerkrankungen also nicht zu befürchten sind. Nur in den südlichern Teilen von Mahé und auf vielen Inseln ist das Wasser ungesund.

Infolge der gleichmässigen Wärme, der grossen Feuchtigkeit und des guten Bodens hat sich eine ungemein üppige Vegetation entwickelt.

Die Küstenstriche, besonders die weiten Ebenen, sind fast überall mit Kokospalmen besetzt. Die Abhänge bis zu 300—350 *m* sind meist der alten Wälder völlig beraubt, und an vielen Stellen bedeckt nur Gras und Buschwerk diese Teile, an andern, besonders auf Mahé, sind an die Stelle des Waldes Kulturpflanzen getreten,

so Kakao, Vanille, Kaffee, Bananen, Ananas, Bataten, Maniok. Goyave (Aphloia), Orangen, Citronen, Zimmet, Brotfrucht, Gewürznelken; weiter finden sich Terminalien, Casuarinen, Bambus und andere mehr. Von den alten Wäldern, welche einst die ganzen Inseln bedeckt haben, finden sich grössere Reste nur noch im zentralen Gebiete auf Mahé und auf Silhouette und Praslin.

Im Gegensatze zu der üppigen Vegetation ist die Fauna arm zu nennen, indessen ist sie wegen der grossen Zahl eigentümlicher Formen sehr interessant. Die wenigen Säugetiere, Hirsche, Flughunde, eine Igelart, sind von Mauritius eingeführt; Ratten und Mäuse sind ausser auf der Insel Aux Frégates in grosser Zahl vorhanden, und besonders die erstern sind eine grosse Plage, indem sie fast jede Kakao-Ernte vernichten und auch dem Kaffee grossen Schaden zufügen. Von den Vögeln sind nicht weniger als 13 Arten den Inseln eigentümlich; von den Reptilien sind ausser Eidechsen, Geckonen, Chamäleonten und nicht giftigen Schlangen besonders die grossen Landschildkröten (Testudo elephantina), die auf Aldabra ihre eigentliche Heimat haben, zu erwähnen; man trifft noch Riesenexemplare an, welche eine Schildlänge von $1^1/_2$ *m* haben.

Wenn auch die Fauna nicht reich ist, so lehrt sie doch ohne weiteres, dass sie der Rest einer alten Fauna eines einst grössern Landgebietes vorstellt. Ob die Armut nur der Zerstörung der Wälder durch den Menschen und durch Brände zuzuschreiben ist, oder ob sie auch in der Geschichte der Inseln begründet ist, muss noch die Bearbeitung des Materiales lehren.

Die Malediven-Inseln schildert C. W. Rosset[1]). Diese Inseln erstrecken sich im Indischen Ozean von 7° 6′ nördl. Br. bis 0° 42′ südl. Br. einerseits und zwischen 70° 33′ und 73° 44′ östl. L. anderseits, bedecken somit einen Raum von ca. 90 Meilen in der Länge und 15 Meilen in der Breite. Sie gruppieren sich zu sogenannten Atollen, deren es mehr als 20 giebt, obgleich man sie gewöhnlich in 13 Gruppen einteilt, eine Zahl, die seit alters her bei den Bewohnern der Insel für politische Zwecke im Gebrauche war. An dem Nord- und Südende der Kette liegen die Atolle einzeln, in der Mitte laufen sie in doppelter Reihe neben einander, einen Zwischenraum von 2—5 Meilen zwischen sich lassend. Das nördliche Atoll ist ungefähr 70 Meilen von Kap Comorin, dem nächsten Punkte Vorderindiens und Male-Atol ungefähr 80 Meilen vom nächsten Hafen Ceylons entfernt.

Dammriffe umgeben die südlichen Atolle und schützen sie gegen den Anprall der Wogen und heftige Stürme, von welchen diese Inseln häufig heimgesucht werden. Nördlich von 3° 31′ nördl. Br., ist keines von den Atollen in dieser Weise eingedeicht, ausgenommen einige wenige abgesonderte Teile. Die Böschung der Riffe nach

---

[1]) Mitteil. d. geogr. Ges. in Wien. 39. Nr. 8—9. p. 597 u. ff.

der Seeseite hin ist oft sehr steil. Man hat selbst in der Tiefe von 400 *m*, in nächster Nähe der Korallenbänke, mehrfach keinen Ankergrund finden können. Nach der Innenseite ist die Böschung nicht so schroff.

Jedes der einförmigen Riffe enthält Öffnungen, die in den meisten Fällen passende Durchgänge für kleine Boote und Schiffe bilden. Sie sind grösstenteils sehr tief, weshalb sie die Bewohner auch benutzen, um bequem von einem Atoll zum andern zu kommen. Einige gewähren sogar den grössten Schiffen Einlass. Innerhalb der Atolle ist die See frei von Stürmen, sicherer Ankergrund wird 40—60 *m* tief auf dem Korallensandboden gefunden.

Die Kanäle, welche die Atolle trennen, sind in einzelnen Fällen tief und sicher, in andern jedoch schwer passierbar und nur für Dampfer geeignet, da starke Strömungen, je nach der Jahreszeit ostwärts oder westwärts, sie gefährlich machen. Bei Tage kann man alle die Wasserstrassen sicher befahren, da die Riffe, die etwa Verderben bringen könnten, in einiger Entfernung sichtbar sind, Dank der Klarheit des Wassers und der intensiven weissen Farbe der Korallen. Bei Nacht dagegen sind die folgenden vier grössern Kanäle zwischen den Atollen ohne Gefahr zu passieren: 1. der Cardiva oder Fünfgradkanal, der eine Breite von 5 Meilen hat, 2. der Vaimandu, zwischen den Atollen Collomandu und A-du-Matte 3 Meilen breit, 3. der Anderthalbgradkanal, der breiteste und sicherste von allen, gewöhnlich von heimkehrenden Dampfern während des Südwestmonsuns benutzt, und 4. südlich vom Äquator der Äquatorialkanal, 9 Meilen breit, den jedoch die Insel Moloku, die etwas südlich von seiner Mitte liegt, zu einer weniger brauchbaren Verkehrsstrasse macht.

Was die Meeresströmungen betrifft, die durch die Kanäle ihren Weg nehmen, so kann eine allgemeine Beschreibung kein klares Bild hierüber verbreiten und Einzelbeobachtungen über diesen Gegenstand sind nur für einen sehr geringen Teil des Jahres, und zwar in zu kleinem Massstabe registriert worden.

Man darf die Gezeiten und Strömungen nicht verwechseln; die Gezeiten wechseln regelmässig mit einander ab, über die Strömungen kann man als allgemeine Regel aufstellen, dass sie von Juni bis September ostwärts gehen, dann südlich an der Westseite der Insel entlang bis Dezember; gegen Ende dieses Monats beginnen jedoch die Strömungen in dem Cardiva und in den Kanälen ihre Richtung stark westwärts zu nehmen, und zwar bis April; Ende Mai sind sie unsicher und verschiedenartig, bis der Südwestmonsun eintritt. Die Strömungen im Äquatorialkanale sind sehr stark. In der einen Hälfte des Jahres gehen sie westwärts, in der andern ostwärts, den Monsunen entsprechend, aber sie sind auch anderweitigen Einflüssen vielfach unterworfen.

Die Inseln, welche die Atolle zusammensetzen, liegen im Allgemeinen auf den durch die einförmigen Korallenriffe bezeichneten

Kreisen; innerhalb dieser Kreise ist die Anzahl der Inseln sehr gering. Sie sind bald rund, bald länglich gestaltet und sämtlich klein, nur einige gehen über eine Meile in der Länge und Breite hinaus, einige sind nichts als schmale, 50—100 *m* breite Streifen. In den Binnenräumen der Atolle, in den Lagunen, findet man häufig eine beträchtliche Wassertiefe, Die Inseln erheben sich gewöhnlich nicht mehr als bis 2 *m* über der Flutfläche des Meeres, so dass die Kokospalmen beinahe aus dem Wasser hervorzuwachsen scheinen.

Unter den Eingeborenen hat sich die Vorstellung verbreitet gefunden, dass die Inseln allmählich verschwinden, und dass ihre Anzahl durch die unausgesetzte Thätigkeit der Brandung vermindert wird.

Die Anzahl der gesamten Inseln ist zu verschiedenen Zeiten verschieden angegeben worden. Zwei muhammedanische Reisende des neunten Jahrhunderts beziffern sie auf 1900, Ibn Batuta zählt 2000. »Die Anzahl der Inseln«, schreibt Marko Polo, »ist ganz unglaublich. Ich habe von Seeleuten und Lootsen dieser Gegend gehört, dass ihre Anzahl sich auf 12700 beläuft, die unbewohnten mit den bewohnten zusammengenommen!« Kapitän Hamilton spöttelt über sie als über eine Masse von Inseln, die man nicht zählen kann. Der Sultan der Malediven bezeichnet sich als Beherrscher der 12000 Inseln. Hierüber bemerkt Pyrard: »Ich glaube nicht, dass es so viel sind, und dass die Bewohner bloss die Anzahl 12000 nennen, um damit eine unglaubliche, unzählbare Menge zu bezeichnen.«

Ein Blick auf die Karte des Indischen Ozeans wird uns davon überzeugen, dass die Lakediven, Malediven und die Tschagos auf derselben Reihe unterirdischer Gebirge aufgebaut sind, auf denen die Korallenpolypen ihre Riffe von 12° 24′ nördl. Br. bis 7° 39′ südl. Br. errichtet haben. Während die Korallenbänke, die der Insel Ceylon vorgelagert sind, zu den steigenden gehören, rechnet man die Malediven und Lakediven zu den sinkenden.

Eine Eigentümlichkeit bei den Malediven besteht darin, dass die Riffe nicht aus einem zusammenhängenden Ringe bestehen, sondern aus lauter kleinen, ringförmig angeordneten und durch Kanäle getrennten Inseln, die in einem Atolle oft mehr als hundert betragen. Viele dieser Inseln selbst sind wieder ringförmig und enthalten eine mit Seewasser gefüllte Lagune, die mit dem Meere durch einen oder zwei Durchschnitte verbunden ist. Die Tiefe wechselt zwischen 5 und 16 *m*. Die Kanäle in den Inseln und den Atollen sind so entstanden zu denken, dass während der Ebbe das im Innern zurückgehaltene Seewasser einen Ausfluss nach aussen sucht, und dass sich zunächst Rinnsale und im Laufe der Jahrhunderte durch häufige Wiederholung dieses Vorganges Kanäle ausbildeten, die durch Stürme und Meeresströmungen bald erweitert wurden.

Es scheint, dass grosse Atolle durch die in jenen Gegenden herrschenden orkanartigen Stürme in kleinere zerrissen worden sind. Beispielsweise wird die Entstehung des Kanales, der das Malosinadulu-Atoll zerschneidet, einem solchen Orkan zugeschrieben.

Der Anblick dieser ringförmigen Riffe fesselt namentlich durch die Farbenpracht, die er dem Auge darbietet.

Der innere Kreis der Lagune zeigt eine wunderbare smaragdgrüne Farbe, dann kommt ein Gürtel von gleicher Farbe, jedoch mit Olivgrün besprenkelt. Das Riff zeigt ein tiefes Olivenbraun mit dunkelgrünen Flecken untermischt; am äussern Ufer der schneeweisse Gischt der brandenden Meereswogen, etwas weiter hinaus die in apfelgrüner und dann in purpurner Färbung schimmernde See.

Fast alle bewohnten Inseln haben frisches, trinkbares Wasser, eine bemerkenswerte Thatsache, die schon im sechsten Jahrhunderte erwähnt und in unserem Jahrhunderte durch die Analyse einiger Proben bestätigt wurde.

Der Name der Malediven ist zu verschiedenen Zeiten verschieden abgeleitet worden. Wahrscheinlich ist, dass die ganze Gruppe von den Sultaninseln Malé ihre Benennung bekommen hat. Der zweite Teil ihrer Zusammensetzung, diva, entstanden aus dem arabischen »dwita«, bedeutet Insel; der erste Teil Malé lässt sich verschieden erklären; er leitet sich entweder aus dem arabischen Wort »mal« (Reichtum) oder vom hindustanischen »aahal« (Palast) ab und spielt demnach entweder auf den im Vergleiche zu den andern Inseln hervorragenden Reichtum von Malé oder auf die dort befindliche Residenz des Sultans an.

Das Klima der Malediven ist, soweit es sich um seinen jeweiligen Einfluss auf den Europäer handelt, durchaus nicht unangenehm. Der Stand des Thermometers ist nicht sehr hoch. Im Dezember, Januar und Februar, der kühlsten Jahreszeit schwankt es zwischen 26 und 29° C. und fällt des Nachts auf 24° C., im April variiert es von 30 bis 32° am Tage und fällt auf 27° während der Nacht. Die Seebrise mildert die Hitze in dem Grade, dass sie nicht besonders drückend ist.

Auf dem nördlichsten Atoll der Malediven dauert der Nord-Ost-Monsun von Mitte Dezember bis Ende Februar, im März bis April schlägt der Wind nach Norden und Nord-Westen um und wird wiederholt durch Böen verstärkt. Im Mai beginnt der Süd-West-Monsun und dauert vier Monate. Im September weht der Wind aus Nord-Westen, doch unterbrechen ihn gelegentlich westliche, von Regenschauern begleitete Stürme. Im Oktober sind die Luftströmungen mässig und schwankend, oft freilich mit stürmischem Regenwetter Hand in Hand gehend. Im November haben sie die Richtung zwischen Nord-Ost, Nord- und Nord-West, nach der Mitte des Monats kommt eine Periode mit trübem, stürmischem Wetter und lang andauernden Niederschlägen aus Westen. Hiernach tritt der Nord-Ost-Monsun wieder auf, und den ganzen Dezember hindurch haben die nördlichen Malediven angenehmes und klares, nur bisweilen durch Regen getrübtes Wetter.

Adu-Atoll, das 8 Meilen südlich vom Äquator liegt, wird von den indischen Monsunen fast gar nicht berührt. Wind und Wetter

sind dort sehr schwankend, und häufig wird dieses Atoll von Regenschauern und Stürmen heimgesucht. Der Nord-Ost-Monsun fällt in das erste Viertel des Jahres. Das Wetter ist in dieser Zeit weniger trübe und regnerisch als während der Zeit des Süd-West-Monsuns. Im April und Mai wechseln die Winde, kommen aber meist vom Westen; vom Mai bis Dezember springen sie unter vielen Stürmen und Niederschlägen von Westen nach Süden und Süd-Osten über. Um die Mitte des Dezember wird der Äquatorialkanal ungefähr 14 Tage lang durch schwere Böen heimgesucht.

Die Augenblickswirkung des Klimas auf den Körper ist nicht sehr beschwerlich, aber sein dauernder Einfluss gereicht keineswegs der Gesundheit zum Vorteile, selbst bei den Eingeborenen nicht. Dass der Aufenthalt auf den Inseln für Europäer so unzuträglich ist, darf als das Haupthindernis für die Erforschung der Inseln und für die Verbesserung der einheimischen Einrichtungen angesehen werden. Die Grundursachen der Krankheiten, welche die Fremden auf den Inseln befallen, sind die über die ganze Gruppe verbreiteten Lagunen und Sümpfe mit ihren gesundheitsschädlichen Ausdünstungen, teils auch die zu geringen Schwankungen in der Temperatur. Die Eingeborenen lassen die Dschungeln ungehindert in die Höhe schiessen, das dichte Gebüsch umwuchert ihre Wohnungen und schliesst sie von den frischen Seebrisen ab, die eine für die Gesundheit vorteilhafte Kühlung und Reinigung der Atmosphäre hervorbringen könnten. Ausserdem fehlt es für die stagnierenden Gewässer an systematisch angelegten Abflusskanälen.

Die Insel Celebes ist von F. und P. Sarasin aus Basel wissenschaftlich durchforscht worden. Die vollständigen Ergebnisse dieser wichtigen Forschungsreise stehen noch aus, doch hat Dr. P. Sarasin über die Gesichtspunkte, welche ihn bei der Erforschung leiteten, und einige wichtige Ergebnisse Mitteilung gemacht [1]). Die Insel ist schon durch ihre merkwürdige Gestalt auffallend, und eine tektonische Erklärung dieser eigentümlichen Form, deren Arme sich in bogenförmigen Inselreihen weithin fortsetzen, wird zur Einsicht in die Art des Zusammenbruches des ursprünglichen australisch-asiatischen Kontinentes führen. Von jenen Inselreihen werden Kesselbrüche umschlossen, und ein System von solchen leitet von den ostasiatischen Inselguirlanden durch den Malayischen Archipel hindurch nach dem grossen Südbogen (Andamanen u. s. w., Java u. s. w.) hinüber. Der Golf von Tamaiki wird halbmondförmig von einigen Gebirgszügen umsäumt, welche in den Ost- und den Südostarm weiterstreichen; darauf folgt westwärts eine ähnlich gerichtete Absenkung, in deren Längsverlauf drei ausgedehnte und tiefe Seen sich hin-

---

[1]) Verhandlungen d. Ges. f. Erdkunde zu Berlin 1896. **23.** Nr. 7. p. 337 u. ff.

ziehen, der »Seengraben« der Insel. Die übrigen Gebirgszüge, mit Einschluss derjenigen des Nordarmes, scheinen sämtlich nach der Nordwestecke der Insel hinzustreichen, an welcher wild zerrissenen Stelle eine Verbindung mit Borneo bestanden haben dürfte.

Die Stratigraphie bildete ein besonderes Studium. Den alteruptiven Gesteinen (Granit, Quarzit, Grünstein u. a. m.) auflagernd kam von sedimentären Bildungen ein gewaltiges Lager roter Thone zur Beobachtung, am stärksten entwickelt im nördlichen Inselarme. In diesem Rotthon fanden sich keine Fossilien eingeschlossen. Ihn überlagert ein nicht minder mächtiges System grauer Thone, Mergel, fein- und grobkörniger Sande, von welchem verschiedene Schichten an organischen Resten reich sind; sie enthalten abwechselnd marine, lakustre und terrestrische Formen, von letztern phanerogame Pflanzen. Auf die grauen Thone legt sich eine ungeheure Decke neogenen Kalksteines, im Innern der Insel in Form von Korallenkalkfluhen bis zu etwa 1000 *m* Höhe ansteigend, küstenwärts aber in die lebenden Riffe des Strandes sich fortsetzend. Konglomeratschichten leiten von den grauen Thonen nach der Kalkdecke hinüber. Endlich wurden junge Süsswassersedimente, aus Seen abgelagert, angetroffen, so Süsswasserquarz bei Sonder in der Minahassa und Raseneisenstein am Matanna-See, beide mit tierischen und pflanzlichen Resten dicht angefüllt. Rezenter Vulkanismus tritt im nordöstlichen und östlichen Teile des Nordarmes, vielleicht von Gorontalo über die Togean-Inseln bis an die Küste von Zentral-Celebes (bis Kap Api) sich fortsetzend, und ferner im südlichen Ende des Südarmes auf. Celebes ist also zum weitaus grössten Teile nicht vulkanisch. Die bestimmten Linien folgende Verteilung der Vulkane in der Minahassa wurde einem besonderen Studium unterzogen.

Die Fauna und Flora der Insel weist Komponenten sowohl australischen, als asiatischen Charakters auf, wobei die Zahl der letztern überwiegt; eine scharfe Grenzlinie besteht indessen so wenig östlich von Celebes, wie westlich davon. Anklänge an bestimmte benachbarte Inselgruppen, ja an noch viel weiter entlegene Gebiete sind deutlich zu erkennen. Deshalb wurde die lokale geographische Verbreitung der Tiere und Pflanzen genau beobachtet, wie dies die für die einzelnen Halbinseln verschiedene geologische Geschichte und die nach den Höhen wechselnden Unterschiede zu fordern schienen. Dann ist noch der Reichtum der Insel an endemischen, höchst eigenartigen Formen besonders zu erwähnen.

Für die geographische Verbreitung hauptsächlich der Pflanzen erschien die Anstellung meteorologischer Beobachtungen wichtig.

Die Ethnologie der unbekannten Völkerschaften des Innern wurde ebenfalls in den Kreis der Bearbeitung gezogen. Photographische Bilder endlich wurden zahlreich angefertigt und in ethnologische, botanische, geologische und geographische Serien geordnet.

Die Insel Mafia und ihre kleinen Nachbarinseln schildert Dr. Oskar Baumann [1]) auf Grund eigner Bereisung im Herbste 1895. Diese Inseln bilden den südlichsten Teil des Sansibar-Archipels und den einzigen, der nach dem deutsch-englischen Abkommen vom 1. Juli 1890 in deutschem Besitz verblieben ist. Sämtliche Inseln sind reine Korallen-Eilande, die dem Wallriffe der ostafrikanischen Küste angehören; nur auf Mafia finden sich Spuren älterer Kalke. Die grössern Inseln der Gruppe sind seit Menschengedenken bewohnt, die kleinern dienen Fischern als vorübergehender Aufenthalt.

»Die Hauptinsel Mafia ist das südlichste der drei grossen Eilande des Sansibar-Archipels. Es ist zugleich das kleinste und küstenreichste und weicht in vieler Beziehung von den beiden nördlichen Inseln Sansibar und Pemba ab. Was den Namen Mafia anbelangt, so ist es zweifelhaft, ob derselbe Kiswahili-Ursprunges ist. Wenigstens nennen Eingeborene sowohl als fremde Swahili die Insel niemals Mafia, sondern stets Chole [2]). Dabei unterscheiden sie unter Chole mjini, d. h. der Stadt Chole, die auf dem gleichnamigen Inselchen gelegen ist, und Chole shamba, worunter die Hauptinsel Mafia verstanden wird, auf der fast keine geschlossenen Ortschaften, sondern nur Landgüter, Schambas, gelegen sind. Der Name Mafia (spr. Mafía) tritt in der eingeborenen Nomenklatur nur als Kisimani-Mafia, einer Örtlichkeit am Westkap, auf. Dagegen pflegen die Araber die Insel meist mit diesem Namen (von ihnen gesprochen »Mafia«) zu bezeichnen, unter welchem sie auch in der Geschichte vorkommt.«

Die Hauptinsel hat einen Flächeninhalt von 434 *qkm*; sie ist fast völlig flach und erhebt sich nur an wenigen Stellen bis zu 30 *m* über die Meeresfläche, ihre grösste Erhebung übersteigt keine 50 *m*. Geologisch stellt sich Mafia als reine Koralleninsel dar. »Die einzigen Spuren älterer, vielleicht jurassischer Kalke finden sich in der Gegend der Niederlassung Upenja im Zentrum der Insel. Durch die Mitte der Insel, von der Chole-Bai zur Nordküste zieht sich eine von zahlreichen kleinen Seen erfüllte Senkung, in der man zweifellos eine alte Lagune zu sehen hat. Vielleicht bestand die Insel ursprünglich aus zwei, durch die genannte Lagune getrennten Hälften, die, durch die Arbeit der Korallentiere verbunden, mit positiver Niveauveränderung schliesslich vereint wurden. Von der See abgeschnitten, zerfiel die Lagune in einzelne Süsswasserseen. Ein ähnlicher Prozess lässt sich jetzt an der Chole-Bai beobachten, deren Eingänge ebenfalls immer seichter werden, so dass der Zeitpunkt geologisch nicht mehr fern ist, wo die Bai in eine Binnen-

[1]) Wissenschaftl. Veröffentlichungen des Vereins f. Erdkunde in Leipzig 3. 1 Heft, Leipzig 1896.

[2]) Da es sich hier um ein reines Swahili-Gebiet handelt, so wurde die Steere'sche Kiswahili-Orthographie für alle Eigennamen beibehalten. Neben „Chole" hat auch die deutsche Schreibart „Tschole" Berechtigung. Unbedingt falsch ist jedoch „Schole".

Lagune verwandelt sein wird, und die mächtigen Korallenriffe im Süden der Insel, welche der Südströmung ihre Entstehung verdanken und jetzt schon zur Ebbe trocken fallen, als Festland eine Fortsetzung von Mafia bilden werden.

Wie bei Sansibar und Pemba, so lässt sich auch bei Mafia beobachten, dass die dem vollen Anpralle des indischen Ozeans ausgesetzte Ostküste nahezu ungegliedert ist. Sie hat nur eine Einbuchtung, die Mlalapwani-Bai, ist sehr felsig und von heftiger Brandung umtobt und wird deshalb von Segelschiffen gänzlich gemieden. An der Ostküste macht sich eine starke Küstenverminderung bemerkbar. Am Strande findet man grosse Haufen von Bimsstein; es war mir interessant, von erwachsenen Fischern zu erfahren, dass zur Zeit ihrer Kindheit diese Bimssteine noch gar nicht oder doch selten zu finden waren. Man könnte daraus schliessen, dass sie von der Eruption des Krakatao herstammen.

An die Ostküste schliesst sich eine Zone steinigen Korallenlandes, welche jedoch sehr schmal ist und nirgends jenen Grad von Zerklüftung und Unwegsamkeit erreicht wie auf Sansibar. Die Entstehung dieser Zone ist wohl daraus zu erklären, dass die heftigen Winde das Ansetzen einer Humusschicht nur in den Schluchten und Senkungen des zackigen jungen Korallenlandes ermöglichen. Durch seinen zerrissenen Charakter, die zahlreichen Grotten, Hohlräume und Einsturztrichter und durch die im roten Boden der Senkungen wuchernde Vegetation erinnert das Korallenland der ostafrikanischen Inseln lebhaft an den dalmatinischen Karst. Auch die Erscheinung eines verschwindenden Flusses zeigt sich auf Mafia. Es ist dies der Pangani-Bach, der unweit des Dorfes Upenja als periodischer Wasserlauf entspringt und nördlich vom Dorfe Mlola zwischen steilen Korallenwänden plötzlich verschwindet. Diese Wände umschliessen ein längliches Becken, welches, zur Flutzeit mit Seewasser gefüllt, zur Ebbe nahezu trocken fällt. Die Korallenzone erstreckt sich vom Ras Mkumbi längs der Ostküste bis zur Chole-Bai und setzt sich auf den Inseln Miewi, Juani und Jibondo fort.

An das Korallenland schliesst sich im Westen ein Gebiet an, welches den übrigen Teil der Insel einnimmt und vorherrschend sandigen Boden hat. Der rote Lehmboden, der in Sansibar hauptsächlich ansteht, tritt nur vereinzelt, besonders an der Südküste und auf der Insel Chole, auf.

Die Westküste trägt von Ras Mkumbi bis zum Bweni-Kap einen steinigen, der Ostküste ähnlichen Charakter. Hierauf sind ihr Mangroven-Striche und Sandbänke mit hohen Casuarinen vorgelagert, die von seichten Kanälen durchsetzt sind. Das Ufer selbst fällt in einer niedrigen Rampe gegen diese Zone ab. Erst bei Mfungmi tritt der Steilabfall bis knapp an die See und begleitet das Ufer bis südlich von Tireni, von wo ab wieder sandiges und Mangrovengebiet bis zum Westkap bei Kisimani Mafia vorgelagert ist. Das Südufer der Insel ist hoch und ziemlich steil, mit schmalem Man-

grovengürtel. Beim Ras Utende beginnt die Chole-Bai oder eigentlich Chole-Lagune, deren Ufer überall flach und sandig sind und auf kurzem Abstande von dem Abfalle begleitet werden, bis sie bei Mchangani in die Feldküste des Ostufers übergehen.

Über das Klima von Mafia sind noch keine zusammenhängenden Beobachtungen gemacht worden. Die Insel dürfte etwas regenreicher sein als das benachbarte Festland. Die ständige Seebrise lässt die Temperatur erträglich erscheinen. Obwohl keineswegs malariafrei, kann doch Mafia als ein für ostafrikanische Verhältnisse gesundes Land bezeichnet werden und hat in dieser Hinsicht einen entschiedenen Vorteil vor Sansibar und Pemba.

Mafia ist bei seiner geringen Ausdehnung keineswegs arm an fliessenden Gewässern. Im Osten finden sich allerdings nur periodische Wasserrisse. Die Bäche des Westens jedoch führen ständig Wasser, wenn sie auch nur ein geringes, oft kaum merkliches Gefälle haben. Mehrere Bäche, darunter die aus den kleinen Seen entspringenden, münden in die Chole-Bai, andere bei Kichevi im Nordwesten der Insel, einige an der Südküste und bei Kisimani Mafia. Mehrere Bäche bilden an der Mündung ziemlich breite Mangrove-Aestuarien, die bei Flut ein kleines Stück weit befahrbar sind.

Eine Eigentümlichkeit von Mafia sind die zahlreichen kleinen Seen, von den Eingeborenen »Tanda« genannt. Die grösste Menge liegt im Distrikte Ndagoni, die übrigen sind im Norden der Insel verstreut, während es im Süden keine Seen giebt. Fast alle tragen deutlich Spuren eines frühern Zusammenhanges mit dem Meere, haben ziemlich klares, süsses Wasser und sind nur am Ufer verschilft. Sie haben flache Ufer und wohl nur geringe Tiefen. Die beiden Seen Chunguruma bei Kichevi sind von hohem Walde umgeben.

Es ist dies der einzige Fleck der Insel, wo sich wirklich hochstämmiger Wald findet, sonst ist in der Vegetation das Buschland vorherrschend. Im Korallenland wuchert eine ungemein dichte Gestrüppvegetation, welche dem fruchtbaren Humusboden in den Spalten des Korallengesteins entspriesst. Sie trägt einen eigenartigen, ziemlich stacheligen Charakter und ist häufig untermischt mit Baumeuphorbien. Besonders im nördlichen Teile der Insel wird diese Vegetation zu einem förmlichen Walde, der allerdings keine bedeutende Höhe erreicht. Das ganze Sandgebiet, soweit es nicht von Pflanzungen bedeckt ist, ist mit lichtem Busche bestanden. Akazien sind darin vereinzelt, häufig sieht man wilde Phönix-Palmen (Ukindo), ein erika-ähnliches, hohes Gesträuch, und den halbwilden, grossblättrigen Akaju-Baum (Mbibu, Anacardium occidentale), dessen essbare gelbe Frucht einen ebenfalls geniessbaren Kern (Korosho) besitzt, der geröstet wie Mandeln schmeckt. Ausserdem giebt es wohl kaum einen Fleck der Insel, ausser im sterilen Korallenlande (Ngome), wo nicht einzelne Mango-Bäume das Vorhandensein früherer Kulturen anzeigen.

Ob es viele endemische Pflanzenarten auf Mafia giebt, ist zweifelhaft, jedenfalls gleicht die Vegetation im Charakter sehr jener des benachbarten Festlandes. Dasselbe ist auch bei der Tierwelt der Fall, d. h. es giebt viele Arten des Festlandes, die auf Mafia nicht leben, während das Umgekehrte wohl nur wenig vorkommt. Besonders auffallend auf dieser Insel ist das Flusspferd, welcher mächtige Dickhäuter auf Sansibar und Pemba gänzlich fehlt. Es ist zweifellos, dass die Flusspferde ursprünglich aus der Rufiyi-Mündung nach Mafia eingewandert sind. Dass Flusspferde sich stellenweise in die See wagen, ist eine bekannte Thatsache, und man kann sich in der Chole-Bai häufig davon überzeugen, dass sie ein gelegentliches Seebad keineswegs scheuen. Wenn Hochfluten des Rufiyi mit günstigen Winden zusammentreffen, so ist es daher gar nicht verwunderlich, wenn Flusspferde nach Mafia verschlagen werden. Einmal dort angelangt, finden sie die denkbar günstigsten Existenzbedingungen. Die zahlreichen kleinen Seen bieten Badeplätze am Tage, und die Weideplätze der Insel geben reichliche Nahrung. Besonders zur Regenzeit tauchen sie in den entlegensten Teilen der Insel auf und richten durch Abweiden und Zertrampeln in den Pflanzungen der Eingeborenen grossen Schaden an. Noch mehr thun dies die Wildschweine, die in grossen Mengen auf der Insel vorhanden sind, und gegen deren Verheerungen die Eingeborenen sich nur durch Anlage starker Gitter um die Pflanzungen schützen können. Was Flusspferde, Wildschweine und Feldratten verschonen, fällt den Affen zum Opfer, die auf der Hauptinsel, besonders aber in Juani, sich in grossen Herden herumtreiben. An Wild giebt es sonst noch Zwergantilopen (auf Mafia Chesi genannt) und zahlreiche Perlhühner und Wildtauben. Die Webervögel richten an den Kokospalmen stellenweise Schaden an. Der einzige natürliche Feind dieser Tiere und der Haustiere ist die Pythonschlange (Chatu), die in ganz mächtigen Exemplaren vorkommt. Krokodile giebt es auf Mafia keine, dagegen viele grosse, aber gänzlich harmlose Leguane (Kenge). Die Termiten (Nchwa) finden sich auf der Hauptinsel, und besonders auf dem Inselchen Chole, in grossen Mengen. Wildbienen werden von den Eingeborenen in keiner Weise gehegt, doch wird deren Honig öfter ausgenommen.«

Bezüglich der Bewohner, des Verkehres und der Industrie Mafias muss auf das Original verwiesen werden.

Die Insel Sachalin ist von Prof. v. Krassnow besucht und geschildert worden[1]). Diese Insel von etwa 64000 *qkm* ist die nördlichste der japanischen Inselreihe, und obschon sie sich zwischen den Breitengraden von Triest und Hamburg erstreckt, besitzt sie ein grundverschiedenes Klima und echt polare Lebensverhältnisse.

[1]) Verhandlungen der Gesellschaft für Erdkunde in Berlin. 1896. Nr. 1, pag. 58—68.

Nach dem geologischen Baue ist sie eher ein Stück Sibiriens als Japans. Indem die für Japan so charakteristischen Vulkane hier gänzlich fehlen, sind die drei parallelen Gebirgsketten, die sozusagen das Skelett der Insel bilden, nach ihrer Struktur den sibirischen ähnlich. Dr. Schmidt's geologische Forschungen zeigten, dass diese Gebirge wie diejenigen Sibiriens meistens aus Juraschiefern, aus Kreide und Tertiärsandsteinen gebildet sind. Ihr Bau ist jedoch nur teilweise bekannt. Denn da keine von diesen Ketten die Schneegrenze erreicht, so sind sie dicht mit undurchdringlichem Urwalde bewachsen und daher sogar von den eingebornen Jägern sehr selten besucht. Verf. hat die von Schmidt wenig berührten zentralen und östlich gelegenen Teile besucht und bemerkt, und dass hier nicht nur die mesozoischen Schiefer, sondern auch viel ältere Felsarten vorkommen. Im Flussgerölle des Flusses Poronai fand er graue Granitsteine, die vielleicht von der östlich vom Kap Terpenja liegenden Gebirgskette stammen. Südlich davon wird die Ostküste meistens von besonders an fossilen Seeigeln reichem lockern Sandsteine gebildet, den er als tertiär betrachtet. Er ist reich an Torfschichten und amberführenden Lignitlagern. Hier und da werden diese Schichten von Eruptivgesteinen durchbrochen, was sofort das ganze Panorama und die Konfiguration der Küste ändert; gewöhnlich ist hier die Küste einförmig.

»Eine Stufe, mit undurchdringlichem Tannenwalde bewachsen, endigt in einem fünf Faden hohen Abfalle an dem grasbedeckten Uferstreifen, auf dem, von Sturmwellen angeschwemmt, tote Bäume und andere Meeresauswürfe verwesen und die vom Elymus arenarius bläulich grüne Wiese dem Fussgänger ganz unpassierbar machen.

Auch diese Wiese fällt stufenweise zum sandigen Strande ab, wo mächtige Wellen des Stillen Ozeans, von der Kurilen-Kette fast garnicht geschwächt, mit lautem Getöse und schäumenden Kämmen rollen, manche fadenlange Laminarien, andere Meeresalgen und krystallhelle Medusen auswerfend. Tritt aber an die Stelle des Sandsteins Eruptivgestein, so ändert sich plötzlich das ganze Bild. Weit in das Meer hinaus tritt dann das Festland, von Riffen und kleinen Inseln umgeben. Das Meer schäumt von den brandenden Wellen in den tiefen schwarzen Grotten. Doch ist der Gegensatz der weissen Wellengipfel und schwarzen Felsen nicht so gross wie der der zahlreichen weissen Seevögel, die überall auf den Felsen nisten und, wie in Polargegenden, hier echte Vogelstädte bilden. Im Wasser spielen Seehunde, hier Nerpa genannt, und im ganzen hat die Fauna dieser Küste einen echt nördlichen Charakter, was von der kalten Meeresströmung verursacht ist. Ausnahmsweise, in der Nachbarschaft der grossen Längsthäler, ist die Küstengegend flach, sumpfig und baumlos. Die alte Terrasse besteht dann aus lockerm Konglomeratgerölle. Dieses Konglomerat bildet den Boden der Längsthäler, und da er recenten und marinen Ursprunges ist, deutet somit hier alles auf ein früher viel höheres Meeresniveau. Zu dieser Zeit mussten die brandenden Wellen alle hervorragenden, aus Eruptivgesteinen bestehenden Halbinseln der Küste aus dem lockern Tertiärgesteine herausarbeiten und die Küstenformen der Gegenwart schaffen. Damals standen alle Längsthäler unter Wasser, und Sachalin bestand aus drei kleinen, durch Wasserstrassen getrennten Inseln. Viel weniger interessant ist unter den entsprechenden Breiten die Westküste. Im Norden ist sie flach oder mit Sandhügeln bedeckt; ihre südlichen, aus Juraschiefern auf-

gebauten Teile mit ihren Ammoniten, Steinkohlengruben und Dioriten wurden ausführlich in Schmidt's Werke beschrieben.

Da das Gebirge im Innern eine mittlere Höhe von 4—5000 Fuss erreicht und einige Gipfel noch höher sind, ist es selbstverständlich, dass die Pflanzendecke der Insel eine sehr mannigfaltige sein muss. Noch mehr Variation der Pflanzendecke geben hier ganz ungewöhnliche klimatische Verhältnisse. Von zwei kalten Seeströmungen umgeben, befindet sich Sachalin im Winter, wie die ganze sibirische Ostküste, im Gebiete des kalten NW-Windes der sibirischen Anticyklone. Dieser Wind wird von der gefrorenen Tatarischen Strasse nicht im geringsten gemildert. So verbindet die Insel einen ausserordentlich kalten Winter mit sehr kaltem Sommer, was ihr, ihrer südlichen Lage ungeachtet, eine ganz besondere klimatische Stellung giebt.

Wo in der That kann man unter den Breitengraden von Triest und Berlin Schnee im Mai an offenen sonnigen Stellen am Meeresniveau liegen sehen? In Sachalin ist das eine allgemeine Erscheinung. Im dichten Walde bleibt die Schneedecke oft bis Ende Juni liegen, in Schluchten bis Ende Juli, und da der Sommer kalt und trübe ist, schmilzt der Schnee langsam. Schneefälle wurden hier bis Ende Mai beobachtet. Bis Mitte Juni friert hier das Wasser, und schon im September treten von neuem Fröste auf. Ende September fällt schon wieder der Schnee. Zuweilen kommen Fröste sogar im Juli vor. Im Mittel vierjähriger Beobachtungen waren vom 1. Juni bis 12. September nur 8 Tage klar; 13 klare Tage kommen nur ausnahmsweise vor. Manchmal erhebt sich an der Ochotskischen Küste wochenlang die Tagestemperatur nicht über 8° C. Die mittleren Temperaturen der Luft sind im Sommer zu Korsakoff — welches unter der Breite von Triest liegt — gleich denen von Archangel in Nordrussland, im Winter gleich denen Zentralsibiriens. Deswegen gehen hier, der grossen Feuchtigkeit ungeachtet, alle Verwitterungsprozesse sehr langsam vor sich. Obschon ich noch in Korea echte tropische Laterite beobachtete und noch in den Steingruben bei Wladiwostok die Verwitterungsprozesse ungeheuer schnell erfolgen, bleiben hier die Steine und Bodenbestandteile fast unverwittert. Die organischen Stoffe bilden auf der Oberfläche des Bodens torfähnliche Schichten, kein Humus wird den Mineralstoffen des Bodens beigemischt, und auf dem waldentblössten steinigen Boden gedeiht keine Kultur. Nur alluvialer, sumpfiger humusreicher Boden der Flussthäler ist hier noch tauglich.

Alle diese Abnormitäten des Klimas sind, wie gesagt, im Sommer von den kalten Strömungen, im Winter von sibirischen NW-Winden hervorgerufen. Deswegen spielt hier die Entfernung vom Seeufer und die topographische Lage eine grosse Rolle. Besonders sind im Innern der Insel diese Anomalien an der Pflanzendecke zu beobachten, Anomalien, wie sie vielleicht an keiner anderen Stelle der Erdkugel beobachtet werden können. Im Gebiete der japanischen Gewässer ist der Charakter der Verbreitung der Pflanzenarten dem unserigen umgekehrt. Bekanntlich wurde schon in Sibirien und sogar in Mitteleuropa manchmal beobachtet, dass während der Winterkälte die Gebirgsgipfel viel wärmer sind als die Ebene. So ist es auch hier. Die kalte und schwere Winterluft sammelt sich unten, oben aber geniessen die Gipfel die warme Seeluft. Da aber in Sachalin auch im Sommer die Kälte von unten, von der Seeoberfläche, kommt, so sind hier das ganze Jahr hindurch die Temperaturverhältnisse den unserigen entgegengesetzt.

Dementsprechend herrscht auch die arktische Vegetation am Seeufer vor, die Wälder mit japanischen subtropischen Arten bis zu einer gewissen Höhe, und nur auf den höchsten Gipfeln giebt der Wald wieder seine Stelle den antarktischen Pflanzen.

Von der Ferne scheint unsere Insel dicht mit Urwald bewachsen zu sein. Obschon hier bis jetzt keine einzige Föhre beobachtet wurde, wachsen Tannen, Fichten und sibirische Lärchen sehr gut und bilden den Haupt-

bestandteil der Wälder. Die jungen Bäume in Küstengebieten sprossen dicht nebeneinander, bis sie im Kampfe ums Dasein einander töten, und nur wenige stärkere Exemplare kommen zur Entwicklung. Deswegen sind alle Zwischenräume mit stehenden und liegenden Baumleichen erfüllt, welche die freie Bewegung hindern und dem Menschen diese Wälder unpassierbar machen. Die Flora dieser Wälder ist unserer nordlappländischen ähnlich. Am Westufer haben die Wälder mehr gemischten Charakter, besonders im SW der Insel. Hier entwickelt sich auch reichere Blumenflora; noch im Juli geben blühende Maiglöckchen, schöne ostsibirische Lilien und andere Blumen der Mandschurei diesen Waldwiesen einen unseren Wiesen ganz unbekannten Schmuck.

Doch nicht in der Nähe des Seeufers, sondern auf einer gewissen Höhe, meistens im Innern der Insel, verlieren die Wälder ihren hyperboräischen Charakter; ganz unerwartet erscheinen hier subtropische Formen des glücklichen Südens. Im ewig grünen Laub der Taxus baccata erheben sich hohe Sträucher von japanischen Ilex crenata und mannshohe Halme von Bambus, echte indische Dschungles im Schatten der hochnordischen Koniferen bildend. Strauchartige Vaccinien, schöne Hydrangea schmücken, wie im immergrünen Urwald des Himalaya, den Wald mit ihren blauen Blüten, und kolossale Blätter der Arialaceen und Petasiten bedecken die Flussufer. Nur am höchsten Gebirgsgipfel schwindet der Wald, und an dessen Stelle tritt das Knieholz Pinus cembra pumila und immergrüne Matten von Empetrum nigrum.

Wo das Ufer flach und dem Winde preisgegeben ist, herrscht echt arktische Tundren-Vegetation. Bäume fehlen fast gänzlich, nur unter dem Schutze der Sandhügel entwickeln sie sich manchmal, bilden aber nur verkrümmte, horizontal wachsende Formen, da alles, was aus dem Schnee hervorragt, von der trockenkalten Winterluft wie mit einer Gärtnerscheere abgeschnitten wird.

Doch das echte Tundren-Gebiet liegt nicht an der Seeküste, sondern im Innern in den grossen tektonischen Längsthälern, besonders in den Thälern der Flüsse Poronai und Tym. Mit Ausnahme weniger Stellen, an denen mit Spiraea salicifolia grasbewachsene Sumpfwiesen vorkommen, ist das ganze Gebiet dieser Ebenen eine polare Tundra, mit gefrorenem Boden, Torfmoosen und arktischer Vegetation.

Im Gegensatze zu der Küstenvegetation sind diese Thaltundren nicht von kalten Winden, sondern von der ungünstigen Drainage des Bodens verursacht. Nirgends fanden sich hier auf gut drainiertem Boden oder an steilen Gebirgsabhängen arktische Pflanzenformationen. Im Gegenteile, flache Ebenen sind immer ihre Heimat. Je näher wir vom Gebirge zu solchen Ebenen kommen, desto grössere Veränderungen finden im Habitus der Wälder statt. Die Tannen und Fichten sehen dann krankhaft aus; nach und nach schwinden sie vollständig, und an ihre Stelle treten nur Lärchen, deren helles Laub neben den dunklen Tannen den angenehmsten Eindruck macht. Die Vegetation der Lärchenwälder ist von der des Tannenwaldes grundverschieden. Sie besteht aus Variationen der Tundrenpflanzen und ist von grossem wissenschaftlichen Interesse für denjenigen, der sich mit der Entwicklungsgeschichte der Pflanzenwelt beschäftigt. Die Ostküste Asiens mit den sie umsäumenden Inselketten hat, wie bekannt, keine Gletscherzeit gehabt. Vom Äquator bis zu den Polargegenden geniesst sie eines feuchten Klimas, welches im Süden dem Klima unserer Tertiärzeiten, im Norden dem der vorglacialen Epoche entspricht. Die tropische Vegetation geht hier allmählich in die arktische über. In Yokohama und Sendai wachsen noch Palmen, in Yeso sind schon hochnordische Formen vorhanden. Die allgemeine Abkühlung der Nordhalbkugel scheint seit der Glacialzeit ununterbrochen hier fortzudauern, und dementsprechend sterben hier im Norden langsam die Elemente der früher überall herrschenden subtropischen Vegetation aus. Bis jetzt sind noch hier und da echte lebende

Fossilien, Reste dieser Flora, deren Hauptbestandteile von diesen geschützten Stellen weit nach Süden verdrängt sind, geblieben.

Je sanfter die Thalabhänge werden, desto schlechter wird die Entwicklung der Lärchen und desto zwergartiger und sonderbarer werden ihre Formen. Wie unsere Föhren auf den hochnordischen Torfmooren, werden hier die Lärchen nur wenige Arschinen hoch. Solche verkümmerte Formen sind recht phantastisch und erinnern sehr an die Zwergbäume, welche die japanischen Gärtner künstlich durch Beschneiden der Wurzel erzeugen. Auf der Ebene schwinden die Bäume gänzlich, und meilenweit erstreckt sich öde gefrorene Tundra mit Rentieren und echt polarer Pflanzen- und Tierwelt. Die Torfschichten, die unter der Oberfläche solcher Tundren liegen, erreichen manchmal die Mächtigkeit von sieben Faden, und sehr oft habe ich unter diesen Torfschichten fossile Lärchenstämme gefunden. Die Richtung ihrer Wurzeln zeigte, dass wir es hier mit einem in situ begrabenen Walde zu thun haben. Man könnte glauben, dass durch eine Klimaänderung die Wälder vernichtet wurden, und dass ihre Stelle die Tundra eingenommen hat. Mir scheint aber, dass diesen Wechsel der Tundren und Lärchenwälder andere Agenzien verursacht haben. Wir haben schon gesehen, wie gering hier die Sommerwärme ist, wie trübe die Sommertage sind, und wie spät der Schnee sogar an offenen Stellen zu schmelzen anfängt. Kein Wunder, dass auf einer schlecht drainierten Ebene, auf einem Lehmboden, unter dem Schutze des Waldes der Schnee fast bis Juli liegen bleibt, und der Boden zu spät aufzutauen anfängt. Auf der immer nassen Oberfläche entwickeln sich die Torfmoose, die den freien Zutritt der warmen Sommerluft hemmen und dem Boden nicht aufzutauen erlauben. So werden die Lebensverhältnisse für den Wald immer ungünstiger, die Tannen sterben allmählich aus, um ihre Stelle den Feuchtigkeit liebenden Lärchen zu überlassen. Aber auch diese können auf dem gefrorenen Boden nicht wachsen, nehmen verkümmerte Formen an und sterben aus, um der öden Tundra mit echtem Torfmoore und arktischen Pflanzen zu weichen. So sind auf der Insel Sachalin alle grossen Ebenen in Tundren und halbgefrorne Torfmoore verwandelt worden, und echt polare Landschaft herrscht überall, wo keine Berge oder Hügel zu sehen sind.«

Die Falklandinseln. Eine Schilderung derselben bringt die Laplata-Rundschau[1]). Diese Inseln liegen zwischen 51° und 52° 45′ südlicher Breite und 57° 37′ und 61° 20′ westlicher Länge von Greenwich, d. h. in paralleler Richtung mit dem Kap »de las Virgenes« und in einer Entfernung von etwa 500 *km* vom Kap Horn. Man unterscheidet zwei grosse Inseln: West-Falkland (200 *km* lang und bis 60 *km* breit), welches früher von den Spaniern Cruzada genannt wurde und jetzt bei den Engländern unter dem Namen Egmont bekannt ist, und Ost-Falkland oder »Soledad« (300 *km* lang und bis 100 *km* breit); ferner zählt man bis 200 kleinere Inseln. Der Gesamtflächeninhalt jenes Archipels beträgt nach den neuesten Berechnungen 16700 *qkm*.

Die Küsten der Hauptinseln sind auffallend zerrissen, aber an schönen Häfen reich. Die Baien durchschneiden manchmal die Inseln fast ganz und weisen eine Menge von Buchten auf; die bedeutendsten sind in der Westinsel die König George- und die Königin Charlotten-Bai und Port Edgar, in der Ostinsel der Choiseul-Sund mit dem Mare-Harbour, der Stanley-Harbour und der Barkeley-

---

[1]) Laplata-Rundschau 1894. p. 39.

Sund mit Port Louis. Auch die beide Inseln trennende Strasse, der Falklandsund, hat viele gute Ankerplätze.

Das Innere der Inseln ist öde und einförmig, meist ebener Boden oder Hügelland, das gegen das Innere ganz allmählich ansteigt, derart, dass in Ostfalkland der Mount Usborne in den Wickhambergen 497 *m* Höhe und in Westfalkland der Mount Adam sogar 700 *m* Höhe erreicht. Das Gestein ist durchgängig Übergangsschiefer und im Norden von einer Kette paläozoischer Schichten durchzogen; an den Spitzen der Hügel findet sich Quarzfels, während der Boden meist torfig und von vielen kleinen Bächen und schönen Seen reich bewässert ist. An Mineralien kommen Eisen, Blei und Steinkohlen vor. Die Inselgruppe ist von einem Seegrasmeer umgeben, das sich in einer Ausdehnung von 10 bis 15 Längengraden bis über 40° südlicher Breite gegen Nordosten erstreckt.

Das Klima ist sehr gesund und zeichnet sich besonders durch die Häufigkeit von Wind und Regen aus; sonst ist es auffallend gleichförmig. Hitze und Kälte sind gleich unbekannt; der Monat Januar (Sommer) weist eine Temperatur von 9.8° und der Juli (Winter) eine solche von 2.5° C. auf; die Mitteltemperatur des Jahres beträgt 6.1° C., der Regenfall 550 *mm* im Jahre. Die Luft ist immer sehr bewegt, und Westwinde sind vorherrschend.

Die Flora der Inseln ist der von Patagonien und des Feuerlandes in den einzelnen Arten nahe verwandt. Die eigentümlichsten Pflanzen sind das »Tussakgras«, die hauptsächlichste Nahrung des Viehes, und der »Sumpfbalsam«, der in den Ebenen kugelige Hügel bis zu 1 *m* Höhe bildet. Bäume fehlen ganz; von Getreide wird nur Gerste und Hafer gezogen, während alle europäischen Gemüsearten gedeihen.

Die Tierwelt gleicht ebenfalls der patagonischen, ist aber viel ärmer. Von Säugetieren findet sich nur eine Art wolfsartiger Fuchs, der eingeborene »Narrah«, der aber in Ostfalkland jetzt ausgerottet wird; Seehunde und Wale sind an den Küsten nicht mehr so häufig wie früher. Von Vögeln (18 Arten Landvögel) sind besonders Schwimmvögel überaus zahlreich und verschiedenartig, auch Fische giebt es in grossen Massen, Insekten dagegen in geringer Anzahl, und Reptilien fehlen wahrscheinlich ganz.

Die grasreichen Ebenen sind von Scharen von verwildertem Rindvieh und Pferden bedeckt. Ebenso sind Schafe, Schweine und Kaninchen eingeführt und haben sich sehr vermehrt; man zählt gegenwärtig gegen 676 000 Schafe.

Die Beschäftigung der Einwohner (etwa 1800 Seelen), meist Schottländer, beschränkt sich auf Viehzucht und Fischfang; Landbau in grossem Massstabe zu betreiben, hindert die Bodenbeschaffenheit.

Die Insel Juan Fernandez wurde gelegentlich einer zweijährigen zoologischen Forschungsreise längs der südamerikanischen Westküste von Dr. Ludwig H. Plate besucht und $2^1/_2$ Monate lang

durchforscht[1]). »Das Gestein der Insel ist ausschliesslich vulkanischer Natur und besteht aus schwarzer, basaltischer Lava, der an einzelnen Stellen weissliche oder rötliche Tuffe eingelagert sind. Während nun für die eruptiven Gesteine der massige, nicht geschichtete Aufbau ganz allgemein als das wesentlichste Merkmal gilt, zeigen die Lavawände von Juan Fernandez eine grosse Ähnlichkeit mit sedimentären Gesteinen; sie sind nämlich deutlich geschichtet. Die Insel fällt fast überall mit senkrechten Wänden, deren Höhe zwischen 100 und 300 *m* schwankt, gegen das Meer zu ab, und nur in dem Hafen der Ansiedelung (Bahia Cumberland), dem Puerto Ingles, dem Puerto Frances und der Bahia de la Vaqueria erstrecken sich die Thäler bis an die Küste, so dass man an diesen Stellen ohne Mühe vom Meere aus in das Innere der Insel vordringen kann. Betrachtet man nun vom Meere aus eine solche Lavawand, so erkennt man sofort, dass sie geschichtet ist; denn sie wird in ganzer Ausdehnung von zahlreichen horizontalen Linien durchsetzt. Längs derselben springt das Gestein in schmalen Kanten vor, auf denen sich das »Teatina-Gras« (Avena hirsuta) angesiedelt hat und gelbe Streifen bildet. Von Strecke zu Strecke, in 20 und mehr Meter Entfernung von einander, werden diese Querlinien von schmalen vertikalen Streifen durchbrochen, die nicht selten sämtliche Schichten, häufig aber nur einen Teil derselben durchsetzen. Sie stehen im allgemeinen senkrecht zu den horizontalen Linien. Da sie sich auch in der Färbung von der Hauptmasse des Gesteines etwas unterscheiden, so lassen sie sich noch in 1 *km* Entfernung von der Küste deutlich wahrnehmen. Die horizontalen Linien sind wohl der Ausdruck des successiven Aufbaues der Insel; aus einem submarinen Krater ergossen sich Lavaströme und breiteten sich auf dem Grunde des Ozeans aus. Die Eruptionen wiederholten sich häufig, und so floss eine Lavaschicht über die andere, um später zum Teile über die Oberfläche des Meeres gehoben zu werden. Viel schwieriger scheint die Erklärung der vertikalen Streifen zu sein. Vermutlich zogen sich bei der Erkaltung die zuerst gebildeten Schichten des feurig-flüssigen Magmas zusammen und bildeten zahllose Risse und Spalten in ziemlich regelmässiger Verteilung. Sobald die nächste Lavaschicht sich ergoss, füllte sie diese Spalten aus, wurde selbst aber ebenfalls in derselben Weise zerklüftet, und so wiederholte sich dieser Prozess mit jeder neuen Eruption. Ohne Zweifel war die Insel in frühern Erdperioden sehr viel grösser. Eine Untersuchung des Meeresbodens zwischen Mas-a-tierra und Mas-a-fuera wird vielleicht später den Beweis erbringen, dass die beiden Inseln, welche jetzt 92 Seemeilen von einander liegen, ursprünglich nur eine einzige bildeten oder doch wenigstens die höchsten Punkte desselben submarinen Plateaus darstellen und daher gleichzeitig entstanden sein müssen.

Entsprechend der vorherrschenden Windrichtung offenbart sich

[1]) Verhandlg. der Ges. f. Erdkunde zu Berlin 1896. 33. p. 221 u. ff.

der zerstörende Einfluss des Meeres vornehmlich an der Südküste. Hier finden sich zahlreiche Höhlen von oft beträchtlichen Abmessungen im Niveau der Brandung, und mehrere etwa 50 *m* hohe, steil kegelförmige, wie Bischofsmützen aussehende isolierte Felsen, die über und über bedeckt sind mit Farnkräutern, sind in einiger Entfernung der Küste vorgelagert, die letzten Spuren einer vergangenen Zeit, in welcher sich die ganze Insel bis zu ihnen ausdehnte.

Mas-a-tierra zerfällt trotz seiner Kleinheit (1 : $2^1/_2$ deutsche Meilen) in zwei Regionen, eine östliche gebirgige und eine westliche, tiefer gelegene und mehr ebene, welche beide im Klima, in der Vegetation und in der Physiognomie der Landschaft erhebliche Unterschiede aufweisen. Als Grenze zwischen beiden Zonen kann ungefähr der Kamm jener Gebirgskette gelten, welche von der nördlichsten Spitze der Insel nach Südost bis zum Gebirgsstocke des Yunque, des höchsten Berges (927 *m*) von Mas-a-tierra, verläuft. Das östlich von dieser Linie sich ausdehnende Gebiet wird von zahlreichen, zwischen 400 bis 900 *m* hohen Bergketten durchzogen, deren Verlauf im einzelnen noch nicht karthographisch festgelegt ist, und deren Abhänge und Thäler zum grossen Teile dicht bewaldet sind. Die Spitzen dieses Gebietes, vor allem der wolkensammelnde Yunque, ragen bis in die wasserdampfreichen höhern Luftschichten hinein und bedingen das ganze Jahr hindurch häufige Niederschläge, so dass jedes Thal von einem Bächlein durchzogen wird, und sich an vielen Stellen eine tropisch-üppige Vegetation entwickeln konnte. Im Gegensatze hierzu wird die ganze westliche Hälfte der Insel nur von einem schmalen, die Nordküste begleitenden Höhenrücken durchzogen, dessen höchste Spitzen ich auf 400 *m* schätze. Der grösste Teil dieses Gebietes liegt hingegen nur 100 bis 200 *m* über dem Meere, und die Temperaturunterschiede sind hier so gering, dass oft monatelang kein Regen fällt. Daher fehlt der Wald hier vollständig, und die weiten welligen Ebenen sind entweder fast kahl oder überwiegend mit gelbem, monotonem Teatina-Gras bedeckt, welches auf das Auge kaum erfreulicher wirkt als der nackte Erdboden. Kleine Bäche bilden sich höchstens im Frühjahre nach einzelnen stärkern Regengüssen, versiegen aber bald.«

Die Entstehung des ost- und westindischen Archipels behandelt Prof. K. Martin[1]) in einer Rektoratsrede, gestützt auf eigene Forschungen in West- und Ostindien. Er geht dabei von der Abkühlung und Kontraktion der Erde aus, wodurch Runzelung der Kruste und Erhebungen von Massen- und Kettengebirgen neben Senkungen erfolgen. Die entstandenen Strandverschiebungen lassen sich in den niederländischen Kolonien Ost- und Westindiens sehr deutlich erkennen, weil dort Korallenkalke mit scharf ausgeprägten Strandlinien eine weite Verbreitung besitzen. Martin schildert die

[1]) Hettner's Geogr. Zeitschrift. 2. p. 361.

Entstehung dieser eigentümlichen Gebilde im einzelnen, zeigt, wie die Korallentiere Riffe bauen und diese wieder, sobald sie durch fortschreitendes Wachstum in den Bereich der Brandung aufwärts schreiten, von dieser teilweise zertrümmert und die Trümmer mit Eintritt des Hochwassers an der Küste aufgetürmt und zerkleinert werden. »Feiner, aus der Zertrümmerung von Korallen und Muscheln hervorgegangener Sand wird durch die auf- und ablaufenden Wellen über den Strand hin und her bewegt und schleift die zahlreichen Zinken und Spitzen des Bodens glatt, so dass er trotz seiner eigentümlichen, löcherigen und zackigen Beschaffenheit doch in allen Teilen fein poliert wird. Zur Ebbezeit sieht man eine ausgedehnte, nahezu ebene und nach dem offenen Meere nur wenig geneigte Kalkplatte, welche die Insel gürtelartig umgiebt, alle Umrisse des Landes getreulich nachahmend und nur dort unterbrochen, wo durch Bäche eingeführtes Süsswasser oder Schlammmassen das Leben der Korallentiere vernichten. Das macht bei Niedrigwasser bisweilen den Eindruck, als treibe ein solches Eiland auf einer riesigen Schüssel im Ozeane. Das Ganze ist ein eintönig grau gefärbtes Gebilde, ebenso reizlos wie das untermeerische Bild des lebenden Riffes schön war; aber es ist auch in seinem Gesamtcharakter so eigentümlich und leicht kenntlich, dass es nur geringer Beobachtungsgabe bedarf, um an fossilen, weit über das jetzige Meeresniveau hinausgerückten Korallenkalken die ehemalige Brandungsterrasse wieder zu erkennen. Der Eingeborene spürt sie sogar mittelst seiner Füsse, da es den sonst nicht gerade empfindlichen Leuten eine Qual ist, diese zackigen Felspartien zu passieren, und hier trägt der unbeholfenere, beschuhte Europäer im Klettern und Marschieren gegenüber dem ausdauernden Naturmenschen in der Regel leicht den Sieg davon. Solange aber das Riff noch vom Wasser überströmt wird, ist es für den Anwohner eine nie versiegende Nahrungsquelle. Da wimmelt es von Fischen, denen man mittelst künstlicher, in den Boden gepflanzter Gerüste, mit Körben, Wurf- und Schöpfnetzen, mit Angelruten, Wurfspeeren und mehrspitzigen Pfeilen nachstellt, und das nicht nur bei Tage, sondern auch bei Nacht, wo man die Tiere mittelst hellodernder Harzfackeln heranzulocken und in Mengen zu erbeuten versteht. Bald sind es im Wasser watende Leute, welche in dieser Art auf den Fischfang ausziehen, bald wieder Scharen von Boten, welche die Buchten einsamer Eilande mit ihren Lichtern erhellen, als ob dort ein Feuerwerk hergerichtet wäre. Auf dem Korallenboden findet sich auch der walzenförmige Trepang, welcher sich daselbst den Darm mit Meeressand füllt, bekanntlich ein Leckerbissen der Chinesen und daher ein wichtiger Handelsartikel, so dass der Mensch in manchen Gegenden nicht nur seinen eigenen Bedarf an animalischer Nahrung mit den Erzeugnissen des Riffes deckt, sondern noch obendrein hierdurch genug gewinnt, um die geringen anderweitigen Lebensbedürfnisse vollauf befriedigen zu können. Hühner und

Schweine finden zur Ebbezeit ebenfalls reichliche Nahrung am Strande.«

Wird dagegen durch eine negative Strandverschiebung das Korallenriff trocken gelegt, so erscheint zunächst eine nahezu horizontale Kalkplatte, die als mehr oder minder ausgedehnte Ebene das Land umgürtet und mit einem schroffen Absturze am Wasser endigt; doch bleibt dies Gebilde nicht lange verändert, da die Brandung, welche den Polypen erst das üppige Wachstum ermöglichte, nun sogleich ihr Zerstörungswerk beginnt, um wieder zu vernichten, was sie noch vor kurzem aufbauen half. Die Woge nagt an dem Kalkfelsen und höhlt ihn in der Hochwasserlinie aus, so dass er sich bisweilen wie ein Gewölbe über dem Haupte des am Ufer Hinfahrenden erhebt; oder es entstehen durch ihren Einfluss abgeschrägte Wände, welche in Verband mit der horizontalen obern Fläche des Korallengebildes im Profile ganz auffallend an den Bug eines Schiffes erinnern. Daher rührt die im indischen Archipel öfters vorkommende Bezeichnung batu kapal (Schiffsfels), und ebenso paperu (hängende Lippe).

Indessen bleibt es nicht bei solchen Erosionsformen; die Welle dringt weiter und weiter ins Gestein ein, bald rascher, bald langsamer, je nachdem das fossile Riff, welches der Art seiner Entstehung nach hier lockerer, dort kompakter gebaut ist, der Zerstörung einen grössern oder geringern Widerstand entgegensetzt. So entstehen langgestreckte und tiefe Höhlen, deren Decke, getragen durch zerstreute, festere Kalkpfeiler, lange erhalten bleiben kann, und im günstigsten Falle bildet sich sogar unter dem alten, trocken gelegten Strande wiederum ein neuer, unterirdischer aus.

Alle diese Wirkungen der Erosion des Meeres bilden nun an der Flutgrenze einen deutlich markierten Streifen aus, der bei einer weitern negativen Verschiebung der Küstenlinie aufwärts rücken kann, aber ganz untrüglich die alte Lage des Strandes kennzeichnet. Damit ist die erste trockengelegte Strandlinie über dem Niveau des Meeres geschaffen. Nun sickert das Regenwasser durch die Kalksteine, löst sie zum Teil auf und setzt dann den kohlensauren Kalk wiederum an der Decke der dem Meere zugekehrten Höhlungen ab. Fledermäuse ziehen in die Grotten ein, und wenn die betreffende Gegend dem Weltverkehre geöffnet ist, so folgen alsbald die Schaben und Ratten, als wollten sie andeuten, dass Pioniere des Kulturlebens nicht immer zu den angenehmsten Erscheinungen gehören, und dass seine Errungenschaften nicht ohne manche unangenehme Zugaben genossen werden können.

Aber nicht nur die Tierwelt, sondern auch der Mensch ergreift hier und da von diesen Höhlen Besitz. Und wie heute, so haben die Höhlungen der Strandlinien schon von Alters her dem Menschen gedient: die Indianer, welche die westindischen Inseln bewohnen, versahen ihre Wände vielfach mit Zeichen einer sogenannten Bilderschrift; sie malten an ihnen mit Hilfe von ockrigem Eisenerze braun-

rote, bis $^1/_2$ *m* im Durchmesser haltende Figuren, die zum Teile Nachahmungen von Menschen, Tieren oder Sternen sind, zum Teile dagegen noch nicht gedeutet werden können. Ganz ähnliche Zeichen sind auch aus dem Osten des indischen Archipels bekannt; sie befinden sich auf den Kei-Inseln (Klein-Kei) an senkrecht zur See abfallenden Felsen, und zwar so hoch, dass die betreffenden Stellen dem Menschen unerreichbar sind. Die Erklärung für diese anscheinend so wunderbare Thatsache, dass die Zeichnungen heutigen Tages an unnahbarer Stelle stehen, ist nicht schwierig; denn sie leitet sich aus dem Umstande her, dass der Korallenkalk oft von tiefgehenden, vertikalen Spalten durchsetzt wird, die man bisweilen schon an kaum trockengelegten Riffen beobachtet. Daher stürzen denn manchmal gewaltige Kalksteinfelsen von den Gebirgen hernieder, und unter andern ist mir aus der Gegend von Fontein auf der westindischen Insel Bonaire ein Thaleinschnitt bekannt, welcher durch die endlosen Mengen abgelöster und durcheinander geworfener Blöcke den Eindruck macht, als wäre der ganze Untergrund gewaltig gerüttelt worden. So dürfte auch auf den Kei-Inseln die jetzige, steile Küstenwand nur ein Resultat von Felsstürzen sein, wodurch die in alten Strandlinien gelegenen Höhlen dem Tageslichte geöffnet, aber zugleich dem Menschen unzugänglich wurden. Vielleicht waren es früher Totengrotten, da es bekannt ist, dass auch andere Höhlen von Klein-Kei diesem Zwecke gedient haben.

Es liegen in dieser Gegend 4—5 Strandlinien über einander, welche uns die fortschreitende, negative Verschiebung der Küstenlinie in verschiedenen Stadien vor Augen führen, und in ähnlicher Weise ist an zahlreichen andern Punkten sowohl in Ost- als in West-Indien eine grössere Zahl alter Strandlinien zu beobachten. Auf der kleinen zu den Uliassern gehörigen Insel Saparua, im Osten von Ambon, befinden sich deren nicht weniger als elf am Gunung Rila, dessen abgeflachter Gipfel im Norden des Hauptortes aufragt. Sie bilden dort auf der Höhe schmale Terrassen, welche in schroffen Stufen nach der Meeresseite hin abfallen, und deren haushohe Felsen man nur nach mühevollem Klettern mit Hand und Fuss ersteigen kann. An der Südküste der kleinen Insel Buton, südöstlich von Celebes, erkennt man schon im Vorbeifahren deutlich neun Strandlinien, welche genau parallel dem jetzigen Meeresspiegel verlaufen, und auch an der benachbarten Insel Siompu ziehen sich diese Bildungen langgestreckt in gleichbleibender Höhe über der Wasserfläche hin. Auf Curaçao sind drei scharf ausgeprägte Terrassen vorhanden, welche das Eiland mit unbedeutenden Unterbrechungen derart ringförmig umziehen, dass die Höhen von der Küste aus in scharf ausgeprägten Stufen aufwärts steigen, und diese Beispiele liessen sich noch durch zahlreiche andere vermehren.

Nun ist es klar, dass nicht nur die Strandlinien, sondern die Korallenkalke überhaupt uns ein Mass für die Beurteilung des Betrages an die Hand geben, um den das Meer in bezug auf die

Felsen abwärts rückte, da es selbstredend überall dort geflutet haben muss, wo wir augenblicklich seine fossilen Polypenbauten antreffen. Auf dem Berge St. Hieronimo, im nördlichen Curaçao, liegen aber die letztern 218 *m* über dem jetzigen Spiegel des Ozeans; auf dem Gunung Rila in Saparua 224 *m*, und am Berge Nona auf Ambon erreichen sie sogar 400 *m* Meereshöhe. Das bedeutet demnach eine Strandverschiebung um mehrere hundert Meter, und die gefundenen Werte geben uns noch nicht einmal den Maximalbetrag hierfür an, da einerseits die ältern Kalksteine teilweise der Erosion und den Einwirkungen der Atmosphärilien zum Opfer gefallen sein müssen, während es sich anderseits nicht erweisen lässt, dass die betreffenden Korallenbauten bereits vor dem Eintritte der Küstenverschiebung den Spiegel des Ozeans erreicht hatten. Diese bedeutende Änderung in dem relativen Stande von Land und Wasser fällt aber ganz und gar in die quartäre (höchstens dem allerjüngsten Tertiär angehörige) Periode oder ins Zeitalter des Menschen; denn die eingehende Untersuchung der organischen Reste in den erwähnten Riffkalken hat gelehrt, dass sie — soweit solche überhaupt zu erhalten waren — allen Tieren angehörte, welche noch heutigen Tages in den benachbarten Meeren lebend vorkommen.

Der Gedanke liegt nahe, die frühere Ausbreitung des Meeres an der Hand der fossilen Korallenbauten zu rekonstruieren, und es liesse sich dies in den Tropen gewiss mit grösster Genauigkeit ausführen, wenn nicht die Polypentiere so ungemein empfindliche Wesen wären, dass ihren Existenzbedingungen selbst an den Küsten der warmen Meere nur in sehr günstigen Fällen Genüge geleistet wird. So besitzen zum Beispiele auf Buru trockengelegte Riffe nur eine sehr geringe Verbreitung, und der Grund hierfür ist in dem geologischen Baue der Insel zu suchen; denn diese besteht hauptsächlich aus quarzreichen, archäischen Schiefern und kieselreichen, ältern Kalksteinen. Der Sand aber, welcher als Verwitterungsprodukt dieser Gebirgsmassen durch die Flüsse und Bäche dem Meere zugeführt wird, muss durch den Gehalt an Quarzkörnern im höchsten Grade verderblich für das Leben der Korallentiere werden, da diese ohnehin ein klares Wasser zum üppigen Gedeihen verlangen. Wir ersehen hieraus zugleich, dass das Fehlen von fossilen Riffen in den Tropen keineswegs ein Gegenbeweis gegen die Strandverschiebung ist; an einer und derselben Insel lässt sich sogar in der Regel ein stetiger Wechsel beobachten zwischen Küsten mit einer Decke von alten Korallenkalken und solchen, denen eine derartige Auflagerung durchaus fehlt. Meistens ist es denn auch leicht, an solchen Orten zu erforschen, weshalb die Polypen dort nicht aufkommen konnten.

Trotz der vorhandenen Lücken in der Ausbreitung der alten Bauten ist aber dennoch die Rekonstruktion der frühern Meeresbedeckung in vielen Fällen fast bis in alle Einzelheiten hinein möglich.

So waren unter andern die kleinen Inseln im Osten von Ambon, welche man als die Uliasser zusammenzufassen pflegt, vor dem Beginne der negativen Strandverschiebung zum grössten Teile noch unter dem Spiegel des Ozeans begraben, während Ambon selbst aus drei gesonderten Eilanden bestand. Eins derselben entsprach dem Innern der jetzigen Halbinsel Leitimor, ein zweites dem Berge Salhutu, welcher augenblicklich 1300 *m* hoch über das Meer hinausragt, ein drittes, dem Kerne des südwestlichen Hitu mit den Gipfeln des Wawani und Latua. Auch Huamual, welches sich heutigen Tages als eine langgestreckte Halbinsel des westlichen Serans darstellt, war derzeit noch selbständig und bestand im wesentlichen aus dem Wáuwangi und den unmittelbar an ihn sich anschliessenden Höhen. An der Südküste des heutigen Serans griffen die Buchten der Piru- und Elpaputi-Bai viel weiter als jetzt ins Innere hinein, und auch die Abteilung der Wahaï im Norden war zum grossen Teile vom Meere bedeckt, ebenso der nördliche Abschnitt der Insel Buanó, im Westen von Seran.

Ganz analoge Verhältnisse finden wir wiederum in West-Indien vor. Auch hier waren die Inseln Aruba, Curaçao und Bonaire zum grössten Teile noch untergetaucht, als die Riffe sich bildeten. Von Bonaire war nur die Nordwestecke mit dem Brandaris sichtbar, und Aruba bestand damals vermutlich noch gar nicht; Curaçao dagegen wurde im wesentlichen aus dem St. Christoffel gebildet, dessen Spitze sich nun 376 *m* hoch über den Ozean erhebt. West- und Ost-Curaçao blieben sogar noch lange nach dem Eintritte der Strandverschiebung von einander getrennt, bis sie endlich zusammenwuchsen und die Riffkalke zu einer beide Inselteile verbindenden Brücke wurden. Das östliche Curaçao bildete anfangs ein ovales Korallenriff, ein sogenanntes Atoll, wie man es in tropischen Meeren so vielfach antrifft. Innerhalb dieses Ringes flutete das Wasser, welches durch eine Anzahl von Rinnen mit dem offenen Ozeane in Verbindung stand, um mit Ebbe und Flut ab- und zuzuströmen. Die einzigen Bewohner des Atolls dürften Seevögel gewesen sein, welche hier eine vortreffliche Gelegenheit zum Fischen fanden; denn die Gegenwart von Scharen dieser Tiere ist dadurch angedeutet, dass die fossilen Riffkalke an vielen Orten mit Guanosalzen durchtränkt worden sind. Mit dem Beginne der negativen Strandverschiebung hatten die Polypentiere bereits den ganzen Aussenrand der heutigen Insel überwuchert, wobei sie das Grundgebirge mantelartig bedeckten, während dieses im Innern des Atolls im wesentlichen frei von Korallenbauten blieb, eine Folge davon, dass daselbst die Wachstumsverhältnisse wegen mangelnder Nahrungszufuhr ungünstig waren. Nun wurden die Riffe allmählich trocken gelegt, und während die Erosion aussen die langen Terrassen, steilen Stufen und an Höhlungen reichen Strandlinien schuf, zog sich das Meer aus dem Innern der Insel zurück, bis endlich der Boden daselbst vom Wasser frei wurde. So bildet denn jetzt dieser östliche Teil von Curaçao

ein Land mit äusserst merkwürdigem Relief, als Ganzes betrachtet, eine länglich-ovale Schüssel mit steil aufstehendem Rande, welcher durch die treppenartig zur See abfallenden Höhen gleichsam künstlich ausgearbeitet erscheint. Der Boden dieser Schüssel ist ein flachwelliges Hügelland, aus tief zersetztem Diabas gebildet, von kaffeebraunem bis grünlichem Kolorit und zur Trockenzeit der Hauptsache nach so kahl, dass es schon des geübten Auges eines Botanikers bedarf, um auf ihm etwas anderes als zerstreut stehende, krüppelige Bäume des Dividivi und hohe Cereen zu entdecken. Letztere begleiten die Fahrwege und scheiden die Besitzungen von einander ab. Der Rand der Schüssel wird von den fossilen Korallenriffen gebildet, von eintönig grauen, schroffen Felsmassen, welche ebenfalls im wesentlichen kahl bleiben, und in denen die alten Einschartungen des Atolls zu schmalen Schluchten geworden sind. Wenn man von einer solchen Schlucht oder vom Meere aus durch sie hindurch auf das Innere der Insel blickt, so gewahrt man Landschaftsbilder der eigentümlichsten Art, wie sie wohl nur wenigen Gegenden eigen sein dürften, hohe, steile und zerrissene Felspartien beiderseits und dahinter ein weit niedrigeres Land mit sanft geschwungenen Linien, in dem hin und wieder ein plumpes, weiss getünchtes Gebäude auftaucht, von vereinzeltem Gebüsch umgeben; sonst alles öde und fast den Stempel der Verlassenheit tragend. Dass Curaçao trotzdem nicht verlassen ist, verdankt es bekanntlich in erster Linie seinem vortrefflichen Hafen, und dieser ist wiederum nichts anderes als eine der alten Lücken in dem ursprünglichen Atoll. Die Einschartungen, anfänglich durch Meeresströmungen offen gehalten, wuchsen auch bei der Trockenlegung des Landes nicht überall zu, weil die aus dem Innern des Landes zur Regenzeit abgeschwemmten Schlammmassen der Entfaltung der Polypen in jenen natürlichen Abzugskanälen entgegenwirkten. Niedrigere Teile des Kesselthales im Innern der Insel blieben ferner mit diesen Kanälen des alten Riffs in Verbindung, und so entstanden die eigentümlichen Binnengewässer, welche Curaçao auszeichnen und in ganz ähnlicher Weise auch auf Bonaire vorkommen. Das Schottegat, in dem die grösste Flotte ein gutes und gesichertes Unterkommen finden dürfte, ist nur ein Überrest der alten Meeresbedeckung des quartären Atolls, an dessen einstigem Innenrande Fort Nassau liegt, auf schroff abstürzendem Felsen das Wasser überragend; in dem alten Kanale des Riffs aber fahren die Schiffe aller Weltgegenden ein und aus, Handel und Verkehr auf dem sonst so öden Felseneilande vermittelnd.

Auf Sumatra, Java und Borneo fehlen alte Riffe fast ganz. »Diese grossen Eilande verleihen ansehnlichen Strömen das Leben, welche ihre gewaltigen Schlammmassen der Javasee zuführen, um deren Boden allmählich zu erhöhen und das Leben von Korallentieren ebenso wie an der Küste Surinams vielerorts zu ersticken. Um sich dies klar vor Augen zu führen, braucht man nur einmal die Strasse von Madura zu passieren, woselbst die Anschwemmungs-

produkte des Solo-Flusses die Durchfahrt zwischen dem genannten Eilande und Java bald zu verstopfen drohen. So sehen wir denn dementsprechend in den flachen Küstengegenden der genannten grossen Sunda-Inseln meistens Muschelbänke oder ganz fossilienleere Sedimente an die Stelle trocken gelegter Riffe treten, um derart ebenso wie in West-Indien die Allgemeinheit der stattgefundenen Strandverschiebung auch an den grössern Landmassen zu erweisen.

Batavia liegt gleich Paramaribo auf einem quartären, an Resten der heutigen marinen Fauna reichen Boden, welcher bei Anlage artesischer Brunnen durchteuft wurde, und im Küstenstriche von Samarang haben derartige Bildungen mehr als 60 *m* Mächtigkeit, während in der Umgegend von Grissee die Muschelablagerungen weit landeinwärts reichen, in die Niederungen zwischen dem tertiären Hügellande von Ost-Java eingreifend. Auch in den Zinnseifen (stroomtinerts) von Biliton finden sich stellenweise prächtig konservierte Überreste derjenigen Fauna, welche noch heute in dem benachbarten Meere lebt, so dass die Conchyliengehäuse, deren Farbe sogar erhalten geblieben, mit Erzmasse erfüllt oder auch mit ihr zusammengewachsen sind. Wie auf der westindischen Insel Aruba die frühere Meeresbedeckung dazu beigetragen hat, den Boden zu zersetzen, aufzulockern und zu sichten, um die in ihm enthaltenen, schweren Goldteilchen zu sammeln und so ein goldführendes Seifengebirge zu bilden, so dürfte auch auf Biliton im gegebenen Falle die Konzentrierung der Erzmassen unter Mitwirkung des Meeres geschehen sein.

Das ganze flache Land im östlichen Sumatra war ferner in quartärer Zeit von den Wellen des Ozeans überflutet, und auch an der Westküste reichte die Wasserbedeckung weit ins Innere der heutigen Insel hinein; denn hier vermochte Verbeek diluviale Bildungen bis zu 200 *m* über den heutigen Meeresspiegel aufwärts zu verfolgen, wenngleich Fossilien dort nicht entdeckt wurden. Auf Borneo ist wiederum ein an Gold, Platin und Diamanten reiches Diluvialgebirge bekannt, aus dem das Gold schon seit Jahrhunderten von Eingeborenen und von Chinesen gewonnen wird. Marine Absätze der quartären Zeit, welche saumartig das Hügelland dieser Insel umgeben, wurden aber schon im Jahre 1837 von Horner als alte Küstenbildung erkannt, und in der Westerafdeeling von Borneo fand vor kurzem Wing-Easton, dass sich vielerorts 100 *m* über dem heutigen Meeresspiegel deutliche Spuren von Wellenwirkungen an verschiedenen Eruptivgesteinen erkennen liessen. Das bis jetzt Angeführte dürfte genügen, um darzuthun, dass die grossen Sunda-Inseln nicht minder als der östliche Teil des ostindischen Archipels von der negativen Strandverschiebung betroffen wurden. Eine derartige Verlegung der Küstenlinie ist sowohl für Niederländisch-West- als Ost-Indien als eine ganz allgemein nachzuweisende Erscheinung zu betrachten.«

Solche negative Strandverschiebung ist aber nicht auf die niederländischen Kolonien beschränkt, sondern sowohl in den Tropen

als in höhern Breiten begegnet man vielfach einer Verlegung der Küstenlinie nach abwärts. Martin erörtert die einzelnen Möglichkeiten zur Erklärung dieser allgemeinen Erscheinung und betont, es sei erforderlich, die Strandlinien in allen Buchten rings um die Eilande herum zu verfolgen und hiernach die gemeinschaftliche Fläche, in der sie liegen, festzustellen. »Erst wenn eine solche Fläche dem Meeresniveau parallel gefunden wird, darf man von einer Strandverschiebung reden, die genau parallel dem Wasserspiegel erfolgt und alsdann in der That schwerlich auf eine Verschiebung der betreffenden Erdscholle zurückzuführen ist. Die Möglichkeit, dass Änderungen im Stande des Meeres mit dazu beigetragen haben, den Betrag der negativen Strandverschiebungen zu erhöhen, lässt sich vorläufig zwar nicht zurückweisen; anderseits fehlt uns noch jede Handhabe, um zu beurteilen, inwieweit die Kordillere von Venezuela, die alluvialen Sedimente von Surinam und die hohen Gebirge der Grossen Sunda-Inseln zu einer Deformation des Meeresniveaus im positiven Sinne mitgewirkt haben mögen. Die Hauptursache der Verlegung der Küstenlinie nach unten ist aber unstreitig in Verschiebungen der Erdkruste und nicht des Meeres zu suchen, und schwerlich ist es auch ein Zufall, dass sich der grösste Betrag jener Verlegung an der Aussengrenze bedeutender Senkungsfelder des Ozeans befindet. Am klarsten ist dies in Ost-Indien, woselbst das bedeutendste Ausmass der quartären Hebung dem östlichen Teile des Archipels angehört, also gerade in dasjenige Gebiet fällt, welches auch aus andern Gründen als die Grenze des asiatischen und australischen Kontinentes betrachtet werden muss. Hier kommt der labile Zustand der Erdkruste am deutlichsten zum Ausdrucke.«

Die Veränderung des Wasserstandes an der schwedischen Küste. Rosen hat[1]) die in Schweden von 1759 bis 1875, besonders aber die von 1887 bis heute an 7 Stationen mit abzulesenden Instrumenten angestellten Beobachtungen über die Veränderungen des Meeresspiegels untersucht und folgende Ergebnisse erhalten: 1. Die periodischen Schwankungen des Meeresspiegels in der Ostsee und im Kattegat, die auf klimatischen Ursachen beruhen, sind sehr konstant. Die einzig wahrnehmbare Abweichung ist im Bottnischen Meerbusen beobachtet; sie hat ihren Grund in der ergiebigern aber unregelmässigern Wasserzuführung durch die Flüsse in diesem Teile der Ostsee. 2. Die lokalen Schwankungen, hervorgerufen durch Meeresströmungen und Winde, sind sehr beträchtlich und betragen bis 18 Zoll. 3. Weder die Ostsee, noch das Kattegat zeigen an der schwedischen Küste ein konstantes mittleres Niveau; die Schwankungen sind teils säkular, teils periodisch. 4. Das mittlere Niveau der Ostsee ist um ungefähr $7^1/_2$ Zoll höher als das des Kattegat.

---

[1]) Hettner's geogr. Zeitschrift. 2. p. 588.

8. Das Meer.

Die grössten Meerestiefen. Mit Bezugnahme auf die neuesten Messungen des englischen Kriegsschiffes »Pinguin« in der Südsee und auf einen Bericht von W. J. L. Wharton, macht A. Supan einige Bemerkungen über die grössten bis jetzt bekannten Meerestiefen[1]. »Die grösste Seehöhe besitzt bekanntlich der Gaurisankar mit 8840 *m*. Die grösste bekannte Meerestiefe beträgt jetzt 9427 *m*, fast 1000 *m* mehr als die bei Japan (8515 *m*), die bis zum Sommer 1895 als Maximaltiefe galt.

Aber wichtiger noch als die absoluten Werte der neuen Lotungen ist ihre Lage. Von den Fidschi-Inseln bis Neuseeland zieht sich ein unterseeischer Rücken von 2000—4000 *m* Tiefe, auf dem sich zahlreiche Inseln und Riffe erheben. Die 4000 *m*-Linie kann als der östliche Rand dieses Tongaplateaus (wie Supan es genannt hat) gegen die Tiefsee betrachtet werden. Entlang diesem Rande liegen nun drei Einsenkungen mit mehr als 6000 *m* Tiefe.

1. Im N haben wir unter 17° 4′ S., 172° 14½′ W. die vereinzelte Lotung der »Egeria« mit 8284 *m* Tiefe.

2. Die mittlere Senke erstreckt sich ungefähr von 23 bis 25° Br. Hier finden wir unter

23°	39′	S.,	105°	4′	W.	9184	*m*	
24	—	»	175	14	»	6752	»	
24	37	»	175	8	»	8098	»	(»Egeria«)
24	49	»	175	7	»	7854	»	(»Egeria«).

Diese mittlere Senke ist die einzige, deren Umgrenzung wir mit einiger Sicherheit angeben können. Nach N hebt sich der Boden bis zu 2387 *m* östlich von Eua (Tongagruppe), im W liegt das Tongaplateau, im O sind Tiefen von 5000 *m* gemessen worden, im S liegt ebenfalls eine Erhöhung, denn unter 25° 45′ S., 175° W. erreichte das Lot schon bei 4045 *m* den Boden. Nach NO könnte allerdings eine Verbindung zwischen der mittlern und nördlichen Senke, wie Supan sie 1892 angenommen hat, stattfinden, aber angesichts der neuen Erfahrungen hält er diese Hypothese nicht mehr für begründet.

3. Die südliche Senke ist viel ausgedehnter als die mittlere, denn sie erstreckt sich von ca. 26½° bis über 31° S. Die Lotungsstellen sind:

26°	40′	S,	175°	10′	W	6126	*m*
27	44	»	175	30	»	8047	
28	44	»	176	4	»	9413	
29	40	»	176	32	»	7096	
30	28	»	176	39	»	9427	
31	15	»	177	18	»	6794	

Die Grenzen dieser Senke gegen W sind ganz unbekannt, nur nach Analogie mit der mittlern Senke können wir vermuten, dass auch

[1]) Petermann's Mitteilungen 1876. p. 69.

sie nach dieser Seite abgeschlossen ist. Einer Lotungsreihe in der offenen Südsee begegnen wir erst wieder im S der Chatham-Insel; Die grösste Tiefe zwischen 160 und 180° W. betrug hier nur 5489 *m*.«

Sedimentbildung. Über das Problem der Sedimentbildung verbreitete sich Dr. K. Weule[1]). Die Ablagerung von Sedimenten im Wasser erfolgt entweder auf mechanischem Wege, indem die schwebenden Bestandteile sich dort absetzen, wo die transportierenden Kräfte zu einer weitern Fortbewegung nicht mehr ausreichen, oder auf chemischem Wege durch Abscheidung löslicher Stoffe. Eine dritte Art der Sedimentation erfolgt durch die Kombination beider, indem die mechanisch abgelagerten Stoffe durch chemisch aufgelöste Cemente verkittet werden. »Es liegt in der Natur der Sache«, sagt Verf., »dass von diesen Prozessen der chemische eine ungleich grössere Anziehungskraft auf die Forschung ausüben musste als der mechanische, der ja allem Anscheine nach ein ungeheuer einfacher Vorgang ist. Immerhin erscheint es auffallend, dass auch jener erst spät Gegenstand der exakten Forschung geworden ist. Zwar besitzen wir Analysen des Meerwassers schon aus den ersten Jahrzehnten unseres Jahrhunderts, jedoch Grund legend für die Chemie der Sedimentbildung sind erst die in den vierziger und fünfziger Jahren veröffentlichten ausgezeichneten Untersuchungen eines Forchhammer, Gustav Bischof und Justus Roth geworden, denen in neuerer Zeit die Arbeiten von Mellard Reade sich anreihen.

Jüngern Datums noch als jene Arbeiten sind, wohl eine Folge jener scheinbaren Einfachheit des Vorganges, die Untersuchungen über die Mechanik der Sedimentbildung. Über das Jahr 1874 geht, mit einer Ausnahme, keine der diese Seite des Problems behandelnden Veröffentlichungen zurück. Seitdem ist dann allerdings die Forschung in Fluss gerathen, und eine Menge von Publikationen sind erschienen; alle diese zahlreichen Arbeiten aber und besonders die der letzten Jahre zeigen mit erstaunlicher Klarheit, dass die Ablagerung schwebender fester Teilchen keineswegs der einfache Vorgang ist, für den er von vielen, bis in unsere Tage hinein, angesehen wird, sondern ein Vorgang, reich an Komplikationen und abhängig von einer Menge von Faktoren.

Es ist eine auffallende Thatsache, dass das aus der mechanischen Zerstörung der Festländer hervorgehende Material, also die Abrasionsprodukte der Küsten und der dem Meere durch die Flüsse zugeführte Detritus, eine verhältnismässig schmale Randzone in der Bedeckung des Meeresbodens einnimmt. Diese »Kontinentalzone des Meeresgrundes«, wie v. Richthofen sie nennt, ist durchschnittlich etwa 250 *km* breit, oft erheblich schmaler, anderseits auch wieder bedeutend breiter, wie z. B. an der brasilianischen Küste, wo sie 600 *km* Breite erlangt. Diese geringe Breitenausdehnung muss des-

[1]) Ann. der Hydrographie 1896. Heft 3. S. 402 u. ff.

wegen überraschen, weil, rein physikalisch betrachtet, die Bedingungen für eine Suspension der festen Teilchen im Meere zum mindesten denen gleich stehen, welche diese Suspension in den trägen Unterläufen der Ströme hervorgerufen. Abgesehen von dem höhern spezifischen Gewichte des Meerwassers ist dieses gerade in den grossen ozeanischen Becken, in denen die Kontinentalzone sich so besonders scharf markiert, derartig intensiven, dauernden Bewegungen und Erschütterungen unterworfen, dass ein Transport mechanisch beigemengter fester Teilchen über das ganze Areal a priori angenommen werden könnte. Dass dieses nicht der Fall, ist einzig und allein dem bemerkenswerten Umstande zuzuschreiben, dass im Meerwasser die fein verteilten festen Stoffe mit einer Geschwindigkeit zu Boden fallen, die, um nur einen allgemeinen Wert anzugeben, etwa 15mal so gross ist als diejenige im Süsswasser.

Diese Thatsache ist der Punkt, um den sich alle neuern Untersuchungen drehen, um den sie sich auch drehen müssen, denn sie sind der Grundzug einer Physiognomie, deren Züge durch Faktoren niederer Ordnung, wie Salzgehalt, Temperatur und Druck des Meerwassers, Menge und Art, Gestalt und Grösse der festen Partikelchen wohl modifiziert, aber nicht bis zum Verkennen verändert werden können. Aus diesem Grunde kann von einem wirklichen Erkennen der Sedimentationsvorgänge erst von dem Zeitpunkte an die Rede sein, in dem die Kenntnis dieser Eigenschaft des Meerwassers der Forschung zu Gute kommt.«

Verf. bespricht nun die Arbeiten von W. H. Sidell, welcher 1837—1838 Versuche anstellte, um die Schnelligkeit zu bestimmen, mit der im Mündungsgebiete des Mississippi die Ablagerung suspendierter Teilchen vor sich ging. Er fand, dass zum Absatze der Sinkstoffe im unvermischten Flusswasser 10 bis 14 Tage nötig waren, dass dagegen die Lösungen von Salzen und Säuren schon völlig klar wurden in dem kurzen Zeitraume von 12 bis 18 Stunden. Sidell weiss keine Erklärung für das Phänomen; er konstatiert nur, dass lösliche Verbindungen nicht eingegangen werden, dass aber trotzdem die festen Teile sich ungleich schneller absetzen, als dies durch die Geschwindigkeitsabnahme des fliessenden Wassers allein zu erklären wäre. Hiermit stimmt denn auch die Lage der Barren am Treffpunkte von See- und Flusswasser trefflich überein. Sidell ist mit seinen nur wenige Zeilen umfassenden Ausführungen der erste, der den alten Satz, dass alle mechanische Sedimentablagerung ausschliesslich durch Abnahme der bewegenden Kräfte erfolge, bewusst umgestossen hat.

Seine Ergebnisse blieben infolge ungünstiger äusseren Umstände lange unbeachtet, und erst seit 1874 erschienen weitere Veröffentlichungen über das verschiedenartige Verhalten von festen Sinkstoffen in reinem Wasser und in solchem mit Zusatz von Salzen und Säuren, unter welchen diejenigen von Brewer, Barus und Thoulet

die wichtigsten sind. Die Resultate ihrer Beobachtungen fasst Weule wie folgt zusammen:

1. Die Ablagerung von Sedimenten erfolgt in salz- oder säurehaltigem Wasser ungleich schneller als im Süsswasser. Dasselbe Resultat fand auch Brewer, entgegen andern Autoren, für alkalisches Wasser.

2. Je grösser die Menge der gelösten Stoffe, desto schneller erfolgt der Absatz, ohne dass jedoch die Fallgeschwindigkeit direkt proportional wäre der Stärke der Lösung. Brewer experimentierte mit Salzsäure, Salpetersäure, Schwefelsäure und mit Mischungen dieser Säuren. Ihre Gegenwart klärte das Wasser in 5 bis 10 Minuten besser, als destilliertes, mit Sinkstoffen beladenes Wasser in Wochen oder Monaten wurde. Verdünnte nun der Forscher die Lösungen durch Abgiessen des geklärten obern Teiles und Zusatz von destilliertem Wasser, so ging auch der Absatz immer langsamer vor sich, bis schliesslich bei einem bestimmten Säuregehalte die Klärung ebenso langsam oder langsamer von statten ging als in reinem Wasser. Brewer hat Versuchsgläser, in denen Königswasser in vieltausendfacher Verdünnung sich befand, jahrelang stehen lassen, ohne dass die Opaleszenz sich verlor. In Seewasser verlangsamte sich die Klärung bei stetiger zehn- bis zwanzigfacher Verdünnung ebenfalls auf Wochen und Monate, aber sie trat schliesslich doch ein.

3. Mit der Verminderung des Salzgehaltes wächst die Fähigkeit der Gewässer, sowohl grössere Massen von Sinkstoffen aufzunehmen, als auch dieselben länger schwebend zu erhalten. Wo frisches Wasser in Gebiete kommt, in denen Salzwasser den Schlamm abgesetzt hat, rührt es denselben auf und hält ihn suspendiert. Diese Eigenschaft des Süsswassers ist von geradezu phänomenaler Bedeutung für die Sedimentbildung in all den zahllosen Gebieten, wo See- und Flusswasser um das Platzrecht streiten; wir kommen deshalb noch darauf zurück.

4. In Wasser, das 10 % Meerwasser und darüber enthält, fallen die Sinkstoffe ebenso schnell zu Boden, wie im verdünnten Seewasser. Diese Bestimmung rührt von Thoulet her. Er verglich die Fallgeschwindigkeiten gleicher Mengen von Kaolin, von denen die eine in Seewasser aus dem Kanale, die andere in destilliertem Wasser suspendiert war. Das Seewasser hatte bei 11° C eine Dichte von 1.0253. Nun fügte er dem destillierten Wasser systematisch grösser werdende Mengen von Seewasser zu, schüttelte beide Probiergläser und setzte sie hin. Beide Flüssigkeiten zeigten nun ein ganz gleiches Verhalten von dem Momente an, in dem der verdünnten 10 % ihres eigenen Volumens an Seewasser zugesetzt waren. Die sich daraus ergebende Dichte von 1.002 53 oder vielmehr den Ort, wo diese Dichte jeweilig sich findet, hält Thoulet für die wahre Grenze des Ozeans gegen die Flüsse und Ströme des Festlandes hin und folgert dann ganz richtig, dass es nunmehr ein Leichtes sei, diese wahre Grenze einfach mit Hilfe des Aräometers zu bestimmen.

Auch wenn wir Thoulet's Worte in dem beschränkten Sinne auffassen, in welchem sie doch nur gemeint sein können, nämlich in dem Sinne, dass diese Dichte von 1.002 53 des Wassers die Scheide sei zwischen fluviatiler und brackischer Sedimentation, so erscheint es immerhin gewagt, von dem mächtigen Faktor der Bewegung sowohl des süssen wie des Meerwassers einfach zu abstrahieren. An den Rändern des nimmer ruhenden Weltmeeres liegen denn doch die Verhältnisse wesentlich anders als in der engen fixierten Probierröhre des Laboratoriums.

Es erübrigt noch zu bemerken, dass

5. Temperaturerhöhungen den Absatz auch im Seewasser beschleunigen, und dass

6. Schichtenbildung bei Anwesenheit von Salzen oder Säuren wegen des schnellen Falles der Teilchen gar nicht oder nur in schwachem Masse auftritt.

»Überblicken wir«, sagt Verf., »die in den vorstehenden sechs Sätzen festgelegten Resultate, so ergiebt sich, dass im wesentlichen die Sedimentation im Meerwasser unter ganz andern Erscheinungen erfolgt als im Süsswasser. Der springende Punkt ist die Geschwindigkeit, mit der im Gegensatze zu der behaglichen Langsamkeit der Süsswasser-Sedimentation der Niederschlag im Meere erfolgt. Je stärker der Salzgehalt, um so geschwinder erfolgt der Absatz, jedoch bleibt er immer noch marin bis zu Verdünnungen mit 90 % Süsswasser. Geht die Verdünnung indes darüber hinaus, so verändert sich alsbald die Fallgeschwindigkeit der Sinkstoffe; ja bei fortschreitender Vermischung wird das Wasser schliesslich sogar befähigt, abgelagerte Stoffe vom Grunde emporzuheben und schwebend zu erhalten. Nur in einem Punkte (5) zeigt die marine Sedimentation Übereinstimmung mit der des Süsswassers, eine Übereinstimmung jedoch, die bei den Temperaturen der heutigen Gewässer von minimaler Bedeutung ist, die indes ein nicht zu vernachlässigender Faktor war in Zeiten, wo die Hydrosphäre der Erdkugel Wärmegrade besass, wie sie etwa unsere jetzigen Thermen aufweisen.«

Die Erklärungsversuche der wahrgenommenen Erscheinungen gehen noch weit auseinander. Nach Brewer erfolgt der Niederschlag deshalb so schnell bei der Berührung von Süsswasser mit Salzen, Säuren und andern Stoffen, weil die von den Sinkstoffen im Süsswasser eingegangenen schwachen Verbindungen von den hinzutretenden Meeressalzen zersetzt und damit die Teilchen frei werden, so dass sie unbehindert zu Boden sinken können.

Thoulet leugnet jede chemische Einwirkung. Er löste Chlornatrium und Bariumchlorid in Wasser auf, bestimmte den Salzgehalt, that dazu Marmor, Kaolin oder Quarz und bestimmte den Salzgehalt des Wassers von neuem. Es zeigte sich jedesmal eine Veränderung des Salzgehaltes. Diese erklärt Thoulet folgendermassen:

Zwischen einem in Lösung befindlichen Körper und einem in diese Lösung getauchten festen Körper findet eine Attraktion statt,

die sich in der Weise äussert, dass die festen Körper eine gewisse Menge der gelösten auf ihrer Oberfläche fixieren, ohne dass dabei irgend welche chemische Einwirkung stattfindet. Es ist dies eine Erscheinung analog der von Chevreul sogenannten »kapillaren Affinität«. Diese Attraktion erfolgt im Augenblicke der Berührung unmittelbar, sofort. Sie ist direkt proportional (unter sonst gleichen Umständen) der Gesamtoberfläche der eingetauchten festen Teile, also relativ um so grösser, je kleiner die einzelnen Körnchen sind.

Thoulet findet seine Ansicht überall in der Natur bestätigt. Es ist bekannt, dass Flüsse, welche durch die Effluvien der Abzugskanäle menschlicher Siedlungen bis zu hohem Grade verunreinigt werden, oft von einer auffallenden Klarheit sind. Man spricht dann von einer Selbstreinigung der Gewässer. Dieselbe erklärt sich ungezwungen aus dem soeben Gesagten, nur kommt noch der Umstand hinzu, dass auch von den zahlreichen organischen Substanzen, die in den Flüssen theils in Lösung, theils suspendiert stets im Überfluss vorhanden sind, viele von den Thonen mit zu Boden gerissen werden, was natürlich die Klarheit noch erhöht.

Auch die auffallende Durchsichtigkeit der Gewässer kalkiger Gegenden, der salzigen und alkalischen Quellen lässt sich somit unschwer erklären. Die alkalischen Quellen des Far West sind wohl meist durch organische Substanzen gefärbt, enthalten aber nie Thonerden und sind deshalb nie trübe. Dieser Umstand ist, wie Brewer berichtet, sogar den Pferden und Maultieren jener Gegenden bekannt, die das geklärte, weil alkalisch bittere Wasser verschmähen, dafür aber unbedenklich jedes trübe und schlammige Wasser geniessen.

Thoulet schliesst, dass auch im Seewasser jenes Niederschlagen eines Teiles der in Lösung befindlichen Salze auf die heranschwebenden Sinkstoffe die Ursache ist für den so auffallend raschen Fall der letztern. Ob er dabei eine Vergrösserung des spezifischen Gewichtes als nähere Ursache dieses schnellen Niedersinkens ansieht, ist aus seinen Ausführungen nicht ersichtlich. Bleibt damit dieser wichtige Punkt auch fernerhin noch ein Gegenstand der Forschung, so steht doch die Thatsache unumstösslich fest, dass feste Fremdkörper bei ihrem Falle durch das salzhaltige Meerwasser Salze mit sich niederschlagen.

Dr. Weule macht schliesslich darauf aufmerksam, dass man sich bei allen Erklärungsversuchen vor Extremen hüten möge. »In den von Flüssen durchströmten, sozusagen als Klärungsbecken dienenden Seen ist von einem chemischen Effekt überhaupt keine Rede, und doch lassen die Ströme in ihnen fast alles mitgeführte feste Material fallen. Und wenn es einerseits auch dargethan ist, dass die Verminderung der Stromgeschwindigkeit, mit welcher das ausströmende Flusswasser auf das Seewasser trifft, keineswegs als die Ursache jeglicher Ablagerung angesehen werden darf, so wäre es anderseits wiederum völlig verkehrt, den Strömungen überhaupt

keine Wirkungen zuzuschreiben. Die Strömungen können in der That recht bedeutend werden und sind es in allen Aestuaren, die von heftigen Gezeitenströmen gefegt werden[1]. In diesen Fällen, so kann man ohne Übertreibung sagen, sind es einzig und allein die heftigen Stromversetzungen in Gestalt des Flut- und Ebbestromes, welche die Sedimentation nach jeder Richtung hin bedingen, denn das chemische Moment, um mit Brewer zu reden, kommt in den Aestuaren umsoweniger in Betracht, als diese vorwiegend bis hoch hinauf Brackwasser enthalten, das in bezug auf Schnelligkeit der Klärung sich völlig wie reines Seewasser verhält. Der Ebbestrom trägt die Sedimente davon, die thonigen bis weit hinaus ins Meer, die sandigen nur bis zur Aussenseite des Aestuars, wo sie infolge der Geschwindigkeitsabnahme des ausgehenden Stromes niederfallen und die für die Schifffahrt so lästigen Barren bilden. Indem das aus- und einströmende Wasser die obern Teile dieser Barren seitlich verschiebt, verhindert es ein Anwachsen dieser Barren bis zur Oberfläche des Wassers und wird dadurch zu einem ausschlaggebenden Faktor der „negativen“ Deltabildung.«

Der Einfluss des Windes und des Luftdruckes auf die Gezeiten wurde von W. H. Wheeler vor der Versammlung der »British Association« zu Boston erörtert[2]. Nach den frühern Untersuchungen von Sir J. W. Lubbock ergiebt sich, dass ein Steigen des Barometers um 1 Zoll eine Erniedrigung der Flutwelle bewirkt, welche beträgt:

in der Themse	7	Zoll,
im Mersey	11	Zoll,
im Avon	$13^1/_2$	Zoll.

Französische Untersuchungen haben einen Unterschied von 15 Zoll in der Gezeitenwelle für 1 Zoll Änderung des Barometerstandes ergeben.

Admiral Wharton hat im Jahre 1894 bewiesen, dass ein Unterschied von 1 Zoll im Barometerstande eine Änderung von 1 Fuss im mittlern Stande des Seespiegels zur Folge hat; sowie dass in jenen Gegenden der Erde, wo der mittlere Stand des Barometers nach den Jahreszeiten sehr verschieden ist, während zugleich die Schwankung zwischen Hochwasserstand und Niedrigwasserstand (Amplitude der Gezeiten) gering ist, dieser Umstand sehr bemerkbar wird.

Der Einfluss des Barometerstandes kann nur für bestimmte Orte angegeben werden. Verfasser behandelt nur England. Kapt. Greenwood hat 1886 der Meteorologischen Gesellschaft und 1894 der »Shipmaster's Society« hierüber Vortrag gehalten.

---

[1]) Vgl. über die Erosionswirkungen von Gezeitenströmen: Krümmel, »Über Erosion durch Gezeitenströme«, Petermann's Mitt. 1889, VI, sowie Weule, »Beiträge zur Morphologie der Flachküsten«. Weimar, Geogr. Institut 1891. (Auch in der »Zeitschrift für wiss. Geographie« 1891, Doppelheft Nov.-Dez.)

[2]) Annalen der Hydrographie 1896, p. 67 u. ff.

Das zu Grunde gelegte Beobachtungsmaterial erstreckt sich über einen längern Zeitraum und über das Gebiet der Irischen See vom Süden des St. Georgs-Kanals bis Morecambe Bay. Im Mittel wurde der barometrische Gradient über 240 Sm = 0.043 Zoll gefunden, um welchen Betrag das Barometer im Süden höher stand als im Norden. — Im Gebiete Grossbritanniens herrscht erfahrungsgemäss kein Sturm von einiger Bedeutung, wenn nicht der Gradient zwischen irgend zwei beliebigen Stationen dieses Landes 1/2 Zoll übertrifft, sonach sind die Beobachtungen nicht bei stürmischem Wetter angestellt und sollten daher den Einfluss des Barometerstandes ziemlich frei vom Einflusse des Windes ergeben. Kapt. Greenwood hat nun aus den obigen Beobachtungen eine Tafel zum Gebrauche in jener Gegend abgeleitet, aus welcher sich der Unterschied in der Flutwelle, je nach der Grösse des Gradienten, ersehen lässt.

Die früher von Sir Lubbock gegebenen Daten erklärt Verfasser für wenig wertvoll, da in denselben nichts darüber angegeben ist, ob die Beobachtungen bei Windstille oder Sturm oder bei welcher Windstärke sonst angestellt wurden.

Verfasser selbst hat nun aus Beobachtungen der Gezeiten zu Boston-Dock, an der Ostküste Englands, welche einen Zeitraum von zwei Jahren umfassen und nur zu solcher Zeit angestellt sind, wo die Windstärke unter 3 der Beaufort-Skala lag, so dass er glauben konnte, den Einfluss des Windes als ganz ausgeschlossen betrachten zu dürfen, folgende Tafel abgeleitet:

Anzahl der beobachteten Gezeiten	Mittlere Höhe der Flut in Fuss	Abweichung im Sinne: Berechnete Fluthöhe — beobachtete	Abweichung des Barometerstandes vom mittlern
55	19.84	— 12.71 Zoll	0.36 Zoll höher
36	20.53	+ 11.00 „	0.42 „ niedriger
45	22.45	+ 11.00 „	0.36 „ höher
16	20.36	— 12.00 „	0.58 „ niedriger
Mittel (152)	20.80	± 11.68	± 0.38

Unter diesen 152 Beobachtungen befanden sich nach Angabe des Verfassers jedoch 61 Fälle, in welchen die Resultate gerade das Gegentheil des Erwarteten ergaben, indem nämlich bei hohem Barometerstande eine hohe Flut oder umgekehrt bei niedrigem Barometerstande eine niedrige Flut stattfand. Verfasser schliesst hieraus, dass der Einfluss des Windes doch bei weitem der grössere sein müsse und auch in seinen Beobachtungen noch zum Ausdrucke gelange.

Wenn Stürme längs einer Küste in derselben Richtung wie die Flutströmung wehen, so bewirken sie eine Erhöhung des Kammes der Flutwelle. Ebenso erhöhen Winde, welche direkt auf das Ufer zu wehen, den Wasserstand daselbst. Im entgegengesetzten Falle findet natürlich das Umgekehrte statt. Der Betrag der Erhöhung, welche so eventuell die Flutwelle erfährt, ist abhängig von der Grösse des Unterschiedes zwischen Hoch- und Niedrigwasser (der Amplitude

der Gezeiten), und zwar so, dass bei einer grössern Amplitude auch ein stärkeres Anschwellen der Flutwelle durch den Wind stattfindet. — Der Verfasser giebt die beobachteten Daten über die Grösse dieses Anschwellens für verschiedene Punkte der Küste von England und Holland, sowie eine Anzahl besonders auffallender Anschwellungen bei und nach heftigen Stürmen in ausführlicher Weise an. Besonders sorgfältig werden in bezug auf den vorliegenden Gegenstand die Stürme vom 16. und 17. November 1893 und 13. November 1894 untersucht. Aus den Gezeitenbeobachtungen während des letztgenannten Sturmes an folgenden 14 Orten: Holyhead, Belfast, Liverpool, Glasson-Dock, Leith, Sunderland, Boston-Dock, Dover, Sheerness, Victoria- and Albert-Docks, Portsmouth, Devonport, Cardiff, Avonmouth ergab sich Folgendes:

1. Mittlere Höhe der Springflut (13. November = Vollmond) . . . . 24.35 Fuss.
2. Mittlere Windstärke nach der Beaufort-Skala 6.78 Fuss.
3. Mittlere Abweichung der Fluthöhe von ihrer gewöhnlichen Höhe . . . . 2.70 Fuss.

An der Westküste wurde der Kamm der Flutwelle um $3^1/_2$ Fuss durch den Sturm gehoben und um nahe denselben Betrag an der Ostküste erniedrigt, entsprechend der zu jener Zeit vorherrschenden Windrichtung.

Aus den Beobachtungen, welche der Verfasser während des Zeitraumes von zwei Jahren zu Boston-Dock (Ship Wash) angestellt hat, ergab sich, dass in 24% aller Fälle die Fluthöhe so stark durch den Wind beeinflusst wurde, dass sie um mindestens 6 Zoll von der berechneten abwich. — In 30 von 152 Fällen betrug diese Abweichung im Mittel 31.5 Zoll, in sieben Fällen 3 Fuss, in sechs Fällen $3^1/_2$ Fuss, in drei Fällen 4 Fuss, in zwei Fällen $4^1/_2$ Fuss und in einem Falle über 5 Fuss. Nach Abschluss der gegebenen Tabelle hat daselbst noch eine Flut stattgefunden, welche um 6 Fuss 3 Zoll von der normalen Höhe abwich. Dabei betrug der Unterschied zwischen zwei aufeinander folgenden Fluten in Boston 7 und auf der Nordsee 8 Fuss

Am Schlusse gelangt Verfasser zu dem Resultate, dass es ihm nicht gelungen sei, ein strenges Gesetz aufzufinden, nach welchem der Einfluss des Windes, bezw. der Stürme auf die Gezeitenwelle dargestellt werden kann. Aus seinen Beobachtungen hat er jedoch gewisse Zahlen ableiten können, von welchen er annimmt, dass sie von Nutzen sein können. — Er giebt nämlich für die Windstärken von 3 bis 10 der Beaufort-Skala einen bestimmten, aus seinen eigenen und andern Beobachtungen abgeleiteten Faktor, welcher mit der Flutamplitude, ausgedrückt in englischen Fuss, multipliziert, die Anzahl Zoll ergiebt, um welche der Wind von der betreffenden Stärke die Flutwelle je nach der Richtung mit oder gegen den Wind erhöht oder erniedrigt.

Die folgende Tabelle giebt in Spalte I in allgemeinen Bezeichnungen, in Spalte II nach der Beaufort-Skala die Windstärke an, während Spalte III den in Rede stehenden Faktor enthält.

I	II	III
Leichte Brise	3	0.63
Frische Brise	4	0.84
	5	1.05
	6	1.26
Sturm	7	1.44
	8	1.68
Schwerer Sturm	9	1.89
	10	2.10

Die hydrographischen Verhältnisse des Ozeans zwischen dem Nordpol und der europäisch-asiatischen Nordküste. Dieselben sind auf der Polarfahrt von Dr. Nansen zum ersten Male aufgeklärt und untersucht worden, denn dieser hat nicht nur mit 86° 14′ die höchste nördliche Breite erreicht, zu welcher bis jetzt ein Mensch gelangte, sondern auf dieser Reise auch ungefähr $^1/_3$ der nördlichen Polarkalotte der Erde durchfahren und dort Beobachtungen angestellt. Die letztern sind zur Zeit noch nicht im Detail veröffentlicht, allein was von denselben aus der kartographischen Darstellung des Weges, den die Expedition im Eismeere nahm, und aus den Mitteilungen des Prof. Mohn vorliegt, lässt diese Ergebnisse als höchst wichtig erscheinen. Zunächst ist die Fahrt des Expeditionsschiffes »Fram« an und für sich von grösster Wichtigkeit, denn sie lehrt, dass nördlich von 80° nördl. B. eine ostwestlich gerichtete Strömung vorhanden ist, welche von den Neu-Sibirischen Inseln her, vielleicht über den Nordpol selbst streicht und, zwischen Spitzbergen und Grönland herabkommend, durch die Dänemarkstrasse in den Nordatlantischen Ozean verläuft. Man ersieht hieraus, wie verkehrt, ja thöricht der Plan war, auf dem seiner Zeit die deutsche Polarexpedition unter Koldewey beruhte, da sie just gegen diese Strömung und die von ihr herabgebrachten Eismassen, längs der Ost-Grönländischen Küste den Nordpol erreichen wollte. Der völligen Thorheit dieses Projektes entsprachen denn auch die erlangten Resultate, deren Geringfügigkeit für den Fachmann augenfällig ist. Umgekehrt ist der Plan Nansen's, von einem Punkte im Osten der Sibirischen Küste gegen den Pol vorzudringen und dabei die vorhanden angenommene Ost-West-Strömung zu benutzen, glänzend gerechtfertigt worden. Sobald die »Fram« in den Bereich dieser Driftströmung gekommen, wurde sie von ihr fortgeführt, gleichzeitig mit dem treibenden Eise. Der Nachweis dieser Strömung zugleich verbunden mit Messungen der Wassertemperatur an der Oberfläche und in verschiedenen Tiefen, endlich die Konstatierung grosser Meerestiefen bis zu 3800 *m* zwischen Franz Josef-Land und den Neu-Sibirischen Inseln sind die wichtigsten Ergebnisse der Nansen'schen Expedition Hiernach ist erwiesen, dass das arktische Polarmeer keineswegs wie man bis dahin annahm, relativ seicht ist, sondern

dass vom West-Spitzbergischen Meere bis tief ins sibirische Eismeer hinein wirkliche Tiefsee vorhanden ist, die sich aller Wahrscheinlichkeit nach über den Pol erstreckt. Die obersten Wasserschichten bis zu 100 Faden Tiefe zeigten Temperaturen von 0° bis — 0.5° C., die zentralen Theile des arktischen Tiefmeeres haben dagegen Temperaturen von 0° bis + 0.5° C., und es entsteht die Frage, woher dieses wärmere Wasser stammt. Man greift wohl kaum fehl, wenn man es auf den Golfstrom zurückführt, dessen salzhaltigere Wasser bei der Abkühlung zu Boden sinken, während die weniger salzhaltigen Polarwasser an der Oberfläche verweilen. Genaueres lässt sich wohl erst sagen, wenn die Beobachtungen Nansen's in extenso vorliegen.

Die Oberflächentemperaturen und Strömungsverhältnisse des Äquatorialgürtels des Stillen Ozeans sind von Dr. C. Puls studiert worden [1]. Unter diesem Äquatorialgürtel versteht Verf. die Zone zwischen 20° nördl. Br. und 10° südl. Br. von der Westküste Amerikas bis hinüber zum Aussenrande des austral-asiatischen Archipels, bis zu Neu-Guinea und den Philippinen, eine Zone, welche nahezu den halben Erdumfang umfasst, nämlich die 160 Grade zwischen dem 78. Meridian westlich und dem 122. Meridian östlich von Greenwich.

Im Westen greift diese Zone hinüber in das von Dr. Gerhard Schott ebenfalls auf Grund des Materiales der Seewarte in ähnlicher Weise bearbeitete Gebiet, und im Südwesten schliesst sich das von Professor Krümmel auf Strömungen eingehend untersuchte Gebiet westwärts von 160° östl. L. unmittelbar an.

Verf. giebt zunächst eine Übersicht über die Entwicklung unserer Kenntnis der Strömungen und Temperaturen des betrachteten Gebietes. »Erst seitdem die Chronometer so weit vervollkommnet waren, um auf Schiffen zur Bestimmung der Länge gebraucht werden zu können, also seit etwa einem Jahrhundert, ist es möglich, auf offenem Meere genauere Bestimmungen der Strömungen, durch die Vergleichung des Schiffsortes, wie er durch astronomische Beobachtungen gefunden wird, mit dem aus der Schiffs- oder Loggrechnung ermittelten, durchzuführen.

So kommt es, dass erst spät in der Mitte der schon Magellan und allen ältern Schiffsführern aufgefallenen und lange schon in den Karten verzeichneten allgemeinen tropischen Westströmung des Stillen Ozeans ein Gegenstrom gefunden wurde. Der erste, der ihn in der Mitte des Ozeans zuverlässig beobachtet hat, nachdem schon von andern Forschern an den beiden Enden unserer Zone zwischen den beiden Passatströmungen ein östlicher, vom Winde hervorgerufener Monsunstrom angetroffen wurde, scheint der Franzose Freycinet zu sein, der in den Jahren 1817—1820 auf dem Schiffe »L'Uranie« zu Forschungszwecken eine Weltumsegelung unternahm. Auf dieser Reise fand er im September 1819 auf der Fahrt von Hawaii nach Süden, nachdem er erst Weststrom gehabt hatte, zu seinem grossen Erstaunen zwölf Tage hindurch zwischen 9° und 6° nördl. Br. und 140—150° westl. L. einen starken Oststrom von im Durchschnitte 30 Seemeilen Geschwindigkeit. Noch bevor diese Entdeckung veröffentlicht war

[1]) Archiv der Deutschen Seewarte. 18. Nr. 1.

wurde der Gegenstrom von den preussischen Seehandlungsschiffen auf ihren Weltreisen, zuerst vom »Mentor«, Kapitän Harmsen, auf der Reise von Coquimbo nach Hawaii im November 1823 in 6—11° nördl. Br. zwischen 125° und 130° westl. L. gefunden.

Ein junger Arzt und Naturforscher, Dr. Meyen, der die dritte dieser Reisen auf dem Seehandlungsschiffe »Prinzess Louise«, Kapitän Wendt, mitmachte, und der seine mit grossem Eifer angestellten Beobachtungen und Forschungen, die sich besonders auch auf die Hydrographie erstreckten, in einem lesenswerten Werke veröffentlichte, scheint schon eine ziemlich richtige Vorstellung von den Strömungsverhältnissen des Stillen Ozeans gehabt zu haben.

Nachdem er mit grosser Schärfe den in den Kreisen der Seeleute schon lange geltenden Satz, dass die Meeresströmungen unmittelbar und fast ganz allein vom Winde verursacht werden, ausgesprochen und demgemäss die beiden Passattriften beschrieben hat, fährt er fort: »Zwischen diesen beiden Äquatorialströmungen findet sich, merkwürdig genug, ein schmaler Gegenstrom, der sich nach Ost und ONO hindurchschlängelt.« Gegen eine kurz zuvor von Duperrey, einem Gefährten Freycinet's, der in den Jahren 1822—1825 auf der Korvette »La Coquille« eine weitere Forschungsreise um die Welt ausführte, veröffentlichte »Charte du mouvement des eaux à la surface de la mer dans le Grand Océan austral, Paris 1831«, die erste kartographische Darstellung der Meeresströmungen des Stillen Ozeans, bemerkt er, dass deren Darstellung des Oststromes, der in zwei durch einen Weststrom getrennten Armen, einen nördlich, einen südlich vom Äquator eingetragen ist, unrichtig sei; doch nimmt auch er noch an, dass der Gegenstrom geteilt sei, dass aber beide Arme nördlich des Äquators liegen, eine Anschauung, für die nur eine der von ihm angeführten Beobachtungsreihen einigen Anhalt bietet. Heinrich Berghaus zeichnet auf der Strömungskarte seines physikalischen Atlas von 1837, hauptsächlich gestützt auf die vorzüglichen Beobachtungen der preussischen Seehandlungsschiffe, mitten in der grossen allgemeinen Weströmung in der Breite von 6—10° und nur zwischen den Meridianen von 150° und 120° westl. L. einen Gegenstrom ein, der an beiden Enden wie abgeschnitten aussieht; ferner nördlich von Neu-Guinea, sowie längs der Westküste von Mexico einen nach der Jahreszeit wechselnden Monsunstrom, welch letzterer auch in den meisten spätern Darstellungen erscheint.

Im Jahre 1853 nun unternahm es Findlay, in einem Vortrage vor der Geographischen Gesellschaft zu London den Äquatorialgegenstrom über die ganze Breite des Ozeans als einen kontinuierlichen aufzustellen.

Der als Bahnbrecher auf dem Gebiete der ozeanischen Meteorologie so verdienstvolle Maury dagegen hatte, selbst nach diesem Vortrage von Findlay, von den Stromverhältnissen des Stillen Ozeans durchaus keine klare Vorstellung; er steht darin noch weit hinter Berghaus zurück.

Aus den Darstellungen der Folgezeit, die sich meist an die Auffassung Findlay's anschliessen, ist besonders hervorzuheben die wertvolle Arbeit von Kapitän Evans, der in einer Karte alle angetroffenen Stromversetzungen durch Pfeile eintrug und die gefundenen Maximal- und Minimalgeschwindigkeiten in Ziffern (Seemeilen in 24 Stunden) hinzusetzte, so dass die Strompfeile ein zusammenhängendes Bild von den Stromverhältnissen geben. Doch sind die Stromversetzungen nicht nach Jahreszeiten geordnet worden, daher finden sich viele widersprechende Angabe an ein und derselben Stelle, so dass weder ein zuverlässiges, noch auch nur klares Bild entsteht.

Erst nach der Veröffentlichung der grundlegenden Untersuchungen von Zöppritz über die Windtheorie 1878 wurde die Kenntnis der Strömungsverhältnisse unserer Zone wesentlich gefördert durch die Arbeit von P. Hoffmann: »Zur Mechanik der Meeresströmungen an der Oberfläche der Ozeane, ein Vergleich der Theorie mit der Erfahrung. Berlin 1884.«

Mit Recht wird hier Findlay's Darstellung angefochten, weil sie auf zu wenigem Materiale beruht, und dieses wenige ist noch dazu über das ganze Jahr verteilt, so dass ein Bild für eine bestimmte Jahreszeit daraus nicht zu erhalten ist. Hoffmann führt zuerst die Betrachtung nach Jahreszeiten gesondert durch und bezweifelt auf Grund der Kenntnis der Windverhältnisse die Ständigkeit des Gegenstromes in den Monaten November bis Juni. Er hatte aber zu wenig Beobachtungsmaterial zur Verfügung, um seine gewonnenen Resultate belegen zu können, weshalb dieselben keinen Anspruch auf Sicherheit machen konnten.

Prof. Krümmel zeichnet wenige Jahre später in seinem Handbuche der Ozeanographie den Gegenstrom wieder, wie Findlay, ganz durch, von den Philippinen bis in die Bucht von Panama, weniger auf neuem Materiale als auf seinen Beobachtungen an künstlich erzeugten Triftströmungen und den durch diese bedingten Kontinuitätsströmungen fussend. So hat er denn, auch noch aus andern Gründen, den Verlauf des Gegenstromes im Osten, sowie die Strömungen an der Küste von Mexico ganz abweichend von allen bisherigen Darstellungen, von denen die meisten den Gegenstrom plötzlich abgeschnitten endigen liessen, dargestellt.

In der neuen Auflage von Berghaus' physikalischem Atlasse ist der Gegenstrom in keiner Jahreszeit ganz durchgezeichnet, sondern in der Mitte ist ein mehr oder minder grosses Gebiet, wo der nördliche und der südliche Äquatorialstrom ineinander übergehen. Wie in der ersten Auflage, so sind auch hier die Monsunströme an der Küste von Mittelamerika dargestellt.«

Weniger als Darstellungen der Stromverhältnisse sind solche der Oberflächentemperatur vorhanden. Verf. basiert seine Untersuchungen wesentlich auf die auf der Seewarte befindlichen handschriftlichen Wetterbücher von Schiffen der deutschen Handels- und Kriegsmarine, also auf neues, noch unbenutztes Material. Die Materialsammlung geschah kartographisch. Es wurden Gradnetzkarten der Zone im Massstabe 1 : 10000000 angefertigt, und zwar für jeden Monat eine, in welche die beobachteten Oberflächentemperaturen, Stromversetzungen und Winde eingetragen wurden.

Das Material erstreckt sich auf 650 Segelschiffjournale aus den Jahren 1869—1894, im ganzen 25000 bis 30000 Beobachtungstage umfassend, die sich freilich auf 4300 Eingradfelder verteilen. Verf. giebt die Resultate seiner Untersuchungen für jeden einzelnen Monat und zuletzt eine Zusammenfassung mit Rückblick auf die bisherigen Darstellungen. Diese kann allein hier zur Mitteilung kommen.

»Zunächst,« sagt Verf., »fällt auf, dass ein gewissermassen normaler Zustand in den Strömungsverhältnissen unserer Zone besteht, der allerdings in seiner vollen Ausbildung kaum jemals im ganzen Jahre oder doch nur kurze Zeit vorhanden ist. Es gewährt dieser Zustand ein Bild, wie es annähernd auch in den meisten bisherigen Darstellungen auftritt, besonders in der von Krümmel. Zu beiden Seiten der Kalmenzone fliessen die beiden von den Passaten hervorgerufenen Äquatorialströme über die ganze Breite des Ozeans nach Westen. Der südliche Äquatorialstrom ist der bei weitem mächtigere, sowohl was Breite, als auch Geschwindigkeit betrifft. Seine Zone ist im Mittel zwischen 12° südl. Br. und 5° nördl. Br. Die Zone der grössten Geschwindigkeit, der stärkste Stromstrich, ist der Nordrand auf der ganzen Strecke von den Galapagos an bis zur Nordküste von Neu-Guinea; hier werden zuweilen Stromversetzungen von über 100 Seemeilen in 24 Stunden gefunden. Nach Süden zu nimmt die Geschwindigkeit ziemlich

rasch ab; manche Beobachtungen scheinen darauf hinzudeuten, dass ausser diesem sehr ausgeprägten starken Stromstriche nördlich des Äquators auch südlich davon, etwa in 5° südl. Br., wiederum ein weniger gut ausgeprägter Strich grösserer Geschwindigkeit auftritt, wie er mit grösserer Bestimmtheit im Atlantischen Ozeane von Hoffmann nachgewiesen ist. Dieser zweite Stromstrich, der etwa von 100—140° westl. L. vorhanden zu sein scheint, kommt aber nicht klar zum Ausdrucke, da die meisten Schiffe, wenn sie auch südlich des Äquators wieder stärkere Versetzungen notieren, dies doch in ganz verschiedener Breite thun, so dass aus den in die Karten eingetragenen Versetzungen kein ausgeprägter Gürtel stärkern Stromes hervortritt. An der Küste von Südamerika und unter den Galapagos reisst dieser Strom kälteres Wasser aus der Tiefe herauf; und wahrscheinlich thut dies auch der nördliche Stromstrich noch auf offenem Ozeane, so dass die Isothermen zungenförmig weit hinausgezogen werden. Dies auffällig kühlere Wasser an der Küste und an den Galapagos unter dem Äquator hat, wie aus zahlreichen Beobachtungen hervorgeht, eine grüne Farbe, während der unmittelbar nördlich davon fliessende Gegenstrom eine tiefblaue Farbe hat. — Von etwa 140° westl. L. an nimmt der Teil der Strömung südlich vom Äquator eine etwas südlich von West liegende Richtung an (wie auch der Passat etwas nördlich von Ost weht), wodurch ein grosser Teil des Wassers unser Gebiet verlässt. Westlich von 180° hört diese Erscheinung wieder auf; das übrigbleibende Wasser sammelt sich wieder und strömt nördlich von Neu-Guinea, auf wenige Grade zusammengedrängt, wieder mit sehr grosser Geschwindigkeit, um unmittelbar vor Gilolo nach Norden umzubiegen und die Wurzel des Gegenstromes zu bilden.

Der nördliche Äquatorialstrom fliesst im Mittel zwischen 9° und 20° nördl. Br. Im Durchschnitte erreicht er nicht die Hälfte der Geschwindigkeit der südlichen Strömung, auch ist ein stärkerer Stromstrich nicht ausgeprägt. Seine Stärke nimmt aber nicht wie die des südlichen Äquatorialstromes nach Westen hin ab, sondern eher zu (ganz dem Passat entsprechend); seine Hauptmasse biegt vor den Philippinen nach Norden um, die Wurzel des Kuro-shiwo bildend; aber ein grosser Teil kurvt auch nach Süden zum Gegenstrome ab. — Die meisten bisherigen Darstellungen beider Ströme erwecken die gänzlich falsche Vorstellung, als seien die Äquatorialströme nur die umgebogenen Fortsetzungen der an der Westküste Amerikas dem Äquator zustrebenden Küstenströmungen. Diese meridionalen Strömungen sind so schwach (oft gar nicht ausgeprägt) und so schmal, dass sie nur einen geringen Teil des Wassers ersetzen können, das die Weströmungen hinwegführen; sie könnten an ihrem äquatorialen Ende mit weit mehr Berechtigung als von den Weströmen aspirierte Zuflussströmungen angesehen werden, als umgekehrt die Weströme als die Fortsetzungen von ihnen.

Zwischen den beiden Passatströmungen nach Osten fliesst über die ganze Breite des Ozeans hin der Äquatorialgegenstrom, dessen Geschwindigkeit hauptsächlich von der der südlichen Äquatorialströmung abhängt: ist diese stark, so ist auch der Gegenstrom stark, erreicht jedoch niemals, ausser am äussersten Westende, wo er durch den Monsun unterstützt wird, dieselbe Geschwindigkeit, wie der Nordrand jener, bleibt vielmehr um mindestens $^1/_4$ dahinter zurück.

Von der Geschwindigkeit des nördlichen Äquatorialstromes scheint die des Gegenstromes wenig beeinflusst zu werden. Wenn Hoffmann angiebt, dass im nördlichen Äquatorialstrome der Weststrom im allgemeinen stärker ist, sobald kein Oststrom nördlich vom Äquator beobachtet wird, dass dagegen Schiffe, die Oststrom gehabt haben, keinen erheblichen Nordäquatorialstrom antreffen, so ist das insofern richtig, als im Winter, wenn der Gegenstrom oft unterdrückt ist, der nördliche Äquatorialstrom das Maximum seiner Geschwindigkeit erreicht; anderseits im August bis Oktober, wenn der Gegenstrom am stärksten entwickelt ist, der nördliche Äquatorialstrom sehr schwach ist. Sollte die Angabe aber bedeuten, dass jedesmal, wenn aus irgend einem Grunde der Oststrom stark oder schwach ist, dann der Weststrom in der Regel das entgegengesetzte Verhalten zeigt, dass also beide Strömungen in ihrer Stärke von einander abhängen, so wäre sie wohl nicht aufrecht zu erhalten; es fände wohl eher das Gegenteil statt, dass nämlich, je regelmässiger und stärker gerade die Passattrift auftritt, um so regelmässiger und stärker auch der Gegenstrom gefunden wird. — Der Gegenstrom, der, wenigstens in den Monaten, wo im Kalmengürtel SW-Winde vorherrschen, eine geringe Nordkomponente in seiner Ostrichtung hat, giebt in den meisten Monaten zwischen 140° und 110° westl. L. von seinem Nordrande Wasser zum nördlichen Äquatorialstrome ab. Auch das Wasser des Gegenstromes, das auf die Küste zufliesst, biegt in der Regel unter der Küste nach Norden ab und strömt, vom Winde begünstigt oder gehindert, dem nördlichen Äquatorialstrome zu. Man sollte eigentlich erwarten, dass der Gegenstrom in seiner Hauptmasse im Golfe von Panama nach Süden, nach der Seite des stumpfen Winkels hin, umbiegt (wie es auch die meisten bisherigen Karten darstellen), besonders auch um das von dem südlichen Äquatorialstrome von der Küste hinweg geführte Wasser zu ersetzen. Dieses Abfliessen nach Süden hin findet nun in der Regel nicht statt (wenigstens nicht an der Oberfläche), wohl deshalb, weil der Monsun es nicht zulässt; er drängt vielmehr das Wasser an die Küste von Mittelamerika, an der entlang es nach NW abfliesst, am Kap Blanco oft mit sehr grosser Geschwindigkeit nach Norden strömend.

Das ist das gewöhnliche, das Normalbild, das die Strömungen so lange inne halten, wie es nur irgend geht; sie lassen sich nur ungern und nach langem Kampfe mit widrigen Winden zwingen, andere Bahnen einzuschlagen, und kehren sofort wieder zum Normalzustande zurück, sobald die widrigen Verhältnisse aufgehört haben,

ohne erst die Gunst des Windes abzuwarten. So verdrängen die Monsune das Westende des nördlichen Äquatorialstromes nur langsam aus dem Gebiete zwischen Philippinen und Marianen, und nur während der drei Monate Juli bis September gelingt ihnen das zumeist. In dieser Zeit kann der nördliche Äquatorialstrom nicht die Wurzel des Kuro-shiwo bilden, sondern kann diesem seine Wasser wohl nur durch die von Dr. Schott so genannte Bonin-Strömung abgeben, wofür auch der Verlauf der Isothermen auf seiner Augustkarte spricht. Bei Nachlassen des Monsuns nimmt der nördliche Äquatorialstrom rasch sein altes Gebiet wieder ein.

Ähnlich ergeht es dem Westende des südlichen Äquatorialstromes, der aber wohl nur im Dezember nördlich von Neu-Guinea und weiter östlich unterdrückt wird; es herrscht zu dieser Zeit wohl keine ausgeprägte Strömung hier. Im Januar aber schon dringt der Nordrand des südlichen Äquatorialstromes, sich den jetzt allmählich bis zum Äquator vordringenden NO-Passat zu nutze machend, wieder vor, so dass im Februar der Weststrom wieder unbestritten zu herrschen scheint Sehr viel längere Störungen erleidet aber der südliche Äquatorialstrom südlich des Äquators, von 180° an bis Neu-Guinea. Hier herrschen von November bis Mai ganz vom Winde abhängige, oft östlich gerichtete Strömungen in einem mehr oder minder grossen Gebiete.

Den härtesten Kampf aber hat der Gegenstrom zu führen. Er ist keine vom Winde hervorgerufene Strömung, wie die Äquatorialströme, sondern eine Ausgleichströmung, die die grossen Wassermassen, welche die Passattriften (besonders die der südlichen, denn die der nördlichen können in der Hauptmasse nach Norden abfliessen) nach Westen geführt haben, wieder abführen muss. So ist sie weniger vom Winde abhängig, als die Triftströmungen; sie muss bestehen, solange die Passatströmungen bestehen. Sie wird aber wohl vom Winde beeinflusst, sehr beträchtlich beeinflusst. So wird sie drei Viertel des Jahres hindurch an ihrem Westende durch den Monsun sehr begünstigt, aber nur auf eine kurze Strecke (Monsunstrom auf der Karte im Berghaus'schen Atlas); ebenso wird sie in ihrer Osthälfte in den Monaten Juli bis Oktober durch die dann von etwa 150° westl. L. an in der Kalmenregion vorherrschenden SW-Winde begünstigt, und so erreicht sie in dieser Zeit ihre grösste Breite und Stärke, die die Stärke des nördlichen Äquatorialstromes zu dieser Zeit weit übertrifft, ja, der Stärke desselben zur Zeit seiner stärksten Entwickelung mindestens gleichkommt und zuweilen der des Nordrandes des südlichen Äquatorialstromes sich nähert.

Aber auch wenn diese begünstigenden SW-Winde aufgehört haben, sind an deren Stelle eher Winde aus östlicher Richtung vorherrschend und, von November ab, nimmt die Stärke des Gegenstromes nicht beträchtlich ab, denn er wird jetzt von Norden her durch das Vorrücken des NO-Passats und den damit stärker werdenden Nordäquatorialstrom eingeengt. So kann er sich bis in den Januar hinein,

immer mehr zusammengedrängt, mit ziemlicher Regelmässigkeit durchsetzen, nur äusserst selten wird in seiner Region unzweifelhafter Weststrom gefunden.

Sehr viel schwieriger wird die Lage des Gegenstromes von da ab, wo in der Mitte des Ozeans beide Passate in einander übergehen, also vom Januar ab. Hier gelingt es unzweifelhaft dem Winde oft, wenn er längere Zeit dem Strome entgegen weht, diesen aufzuhalten, zurückzustauen, ja, mit geringer Geschwindigkeit in entgegengesetzte Richtung zu drängen. Aber wo immer und sobald immer der Wind abflaut oder in eine weniger ungünstige Richtung übergeht, da tritt dann der zurückgedrängte Gegenstrom sofort wieder auf, zuweilen mit grosser Stärke.

Die Darstellung, dass die beiden Äquatorialströmungen in einander übergingen, wie es die Passate thun, ist jedenfalls nicht gerechtfertigt; immer bleibt eine (allerdings nicht immer in derselben Breite liegende) Zwischenzone, in welcher oft Weströme, aber auch oft, jedesmal wenn möglich, Oströme vorkommen. Vielleicht kann man annehmen, dass in einiger Tiefe, unterhalb der Schicht, bis wohin ein einige Wochen hindurch anhaltender Wind seine treibende Wirkung ausübt, beständiger Gegenstrom herrscht. Hierfür liegen aber keine Beobachtungen vor.

Im April beginnen dann die für die Entfaltung des Gegenstromes so ungünstigen Windverhältnisse nachzulassen, und rasch stellt sich der Gegenstrom, zuerst nur auf ein ganz enges Bett beschränkt, bald aber breiter werdend, wieder her, wenn auch ohne grosse Geschwindigkeiten zu erreichen, denn der südliche Äquatorialstrom hat zu dieser Zeit das Minimum seiner Stärke.

Über die Temperatur- und Stromverhältnisse an der Küste von Mittelamerika herrschten bisher die verschiedensten und unklarsten Ansichten, wohl deshalb, weil niemals starke Strömungen von bedeutender Länge gefunden worden sind, und weil die zu verschiedenen Zeiten gefundenen starken und schwachen, in verschiedener Richtung verlaufenden Versetzungen sich nicht zu einem einheitlichen Bilde zusammenschliessen wollten. Da kann nur eine nach Jahreszeiten gesondert durchgeführte Betrachtung, die auf reichlichem Materiale beruht, helfen, und so kann denn das folgende Bild Anspruch auf einen Grad von Richtigkeit erheben, wie noch keine bisher vorliegende Darstellung.

Den meisten bisherigen Darstellern schwebte ein Monsunphänomen vor, wie es am deutlichsten in Berghaus' physikalischem Atlasse zum Ausdrucke kommt; dass nämlich im Nordsommer eine Strömung an der Küste entlang nach Nordwesten, im Nordwinter nach Südosten bis in den Golf von Panama hineinsetze.

Etwas Ähnliches findet in der That statt: Vom Mai an fliesst die Hauptmenge des Wassers des Gegenstromes an der Küste entlang nach NW, den von dem vorherrschenden NW-Winde verursachten schwachen Südoststrom immer weiter zurückdrängend, bis

dieser im September ganz aus unserem Gebiete verschwunden ist; der Strom schlägt also nicht plötzlich um, sondern die eine Strömung verdrängt die andere ganz allmählich. Diese NW-Strömung, die auch durchaus nicht an die Küste gebunden ist, sondern vielmehr den ganzen Raum zwischen der Küste und dem Nordrande des Gegenstromes einnimmt, ist nicht vom Winde hervorgerufen, sondern ist nur das nach Norden abfliessende Wasser des Gegenstromes, das nach Süden nicht entweichen kann. Sie tritt daher auch als deutliche Strömung meist nur in ihrem Anfange auf, wo in einem engen Gebiete unter der Küste das Wasser nach Norden umbiegt. Später, wo sie ein viel breiteres Gebiet zur Verfügung hat, wird sie schwächer und von dem sehr oft entgegenstehenden Winde zuweilen ganz unterdrückt. Doch wird im ganzen an der Thatsache, dass das Wasser vom Mai bis Oktober hier zwischen der Küste und dem Nordrande des Gegenstromes nach NW und W zum nördlichen Äquatorialstrome abfliesst, nicht zu zweifeln sein; wenn sie auch in den Stromversetzungen nicht deutlich zum Ausdrucke kommt, so deuten doch auch die Temperaturverhältnisse darauf hin.

Vom Oktober an tritt der schwache südöstliche Küstenstrom allmählich wieder in unser Gebiet ein, den Abflussstrom etwas einengend, so dass dieser, zumal auch die Winde allmählich weniger ungünstig werden, in den Stromversetzungen immer deutlicher hervortritt. Im Dezember und Januar ist die südöstliche Küstenströmung schon bis zum Golfe von Tehuantepec vorgedrungen, und hier entsteht an der Stelle, wo die entgegengesetzt gerichteten Strömungen sich treffen, ein Stromwirbel.

Die von der Landenge von Tehuantepec herwehenden stürmischen Nordwinde treffen diesen Wirbel, aus dem heraus das Wasser nach allen Seiten, vor allem aber nach Westen abfliesst, verursachen starke Südströmungen und reissen viel Wasser aus der Tiefe empor, so dass die hier konzentrisch angeordneten Isothermen eine ringförmige Kälteinsel bilden.

Inzwischen ist der Abflussstrom in einen Triftstrom verwandelt worden durch den vom November bis April zuweilen in heftigen Stössen wehenden Papagojo, der auf offenem Ozeane in den Passat übergeht. Dieser heftige Wind treibt das Wasser mit grosser Gewalt von der Papagojoküste fort nach Westen, drängt den Südrand der Strömung über 10° nördl. Br. nach Süden und engt auf diese Weise das Ende des Gegenstromes ein. Dort, wo der Papagojo auf das Wasser trifft, um es vor sich herzutreiben, entsteht durch kühles Auftriebwasser eine Kälteinsel, die vom November bis zum April bestehen bleibt. Dass dieses Auftreten der Kälteinsel im Beginne der Papagojotrift auf das Aufquellen von Tiefenwasser zurückzuführen ist, geht daraus hervor, dass die Luft hier wärmer ist als das Wasser; der Papagojo ist als Fallwind ein warmer Wind.

Das Vorhandensein dieser bisher nicht bekannten Papagojotrift, die zu dieser Zeit der Anfang des nördlichen Äquatorialstromes ist,

schliesst schon aus, dass, wie es bisher meist angenommen wurde, die südöstliche Küstenströmung über 10° nördl. Br. hinaus nach Süden in den Golf von Panama eindringt. Dagegen ist im Endverlaufe des Gegenstromes seit Ende Januar eine grosse Veränderung aufgetreten. Die südwestlichen Winde vor und im Golfe von Panama haben ihren Monsuncharakter verloren und hindern somit nicht mehr, dass der Gegenstrom im Golfe von Panama nach Süden umbiegt; sein Wasser fliesst dann als Nordrand der südlichen Äquatorialströmung nach Westen und kurvt nach und nach wieder in den Gegenstrom ein; früher war hier ein Temperaturunterschied von mehrern Graden zwischen dem Nordrande des Äquatorialstromes und dem Gegenstrome, jetzt haben beide die gleiche hohe Temperatur. Bei diesem Umbiegen nach Süden im Golfe von Panama, das nur erfolgt, solange die SW-Winde nicht stark und regelmässig genug sind, es zu verhindern (das auch schon im neuen Berghaus'schen physikalischen Atlasse ganz richtig dargestellt ist), treten die schon länger bekannten, aber unerklärt gebliebenen kalten Temperaturen an der Küste auf, die wahrscheinlich darauf zurückzuführen sind, dass die Strömung beim Abbiegen von der Küste kaltes Wasser heraufzieht; ein endgültiges Urteil hierüber kann noch nicht gefällt werden, da das vorliegende Material nicht gross genug ist, besonders aus demselben nicht ersehen werden kann, ob diese Erscheinung mit grosser Regelmässigkeit auftritt.«

Die Guineaströmung ist vom Kgl. Niederländischen meteorologischen Institut auf Grund der Aufzeichnungen in 2900 Schiffsjournalen untersucht und in fünf Blättern kartographisch dargestellt worden[1]). Diese wichtige Arbeit umfast das ganze Gebiet der Guineaströmung im nordatlantischen Ozean bis 24° nördlicher Breite und bezieht sich auf die Temperatur der Wasseroberfläche, die Luftwärme und die mittlere monatliche Regenmenge.

Der Golfstrom und seine Quellen. In den Jahren 1874—1882 sind während der Vermessungsarbeiten des Dampfers »Blake« von Sigsbee und Bartlett zahlreiche Beobachtungen der Temperatur und Dichte des Wassers im Busen von Mexiko und den nächstliegenden Teilen des Golfstromes angestellt worden, deren Bearbeitung erst jetzt von A. Lindenkohl durchgeführt wurde[2]) und die zu interessanten Ergebnissen führte. Derselbe findet zunächst auf Grund einer kritischen Vergleichung der Zufuhr durch Niederschlag und Flusswasser und des Verlustes durch Verdunstung, dass beide Faktoren sich im Golfe von Mexiko das Gleichgewicht halten. »Von den Meeresströmungen, welche die Wassermenge im Golfe beeinflussen, kommen die vom Karibischen Meere durch die Yukatan-Strasse einfliessende und die durch die Florida-Strasse ausfliessende,

[1]) De Guinea en Equatoriaal Stroomen Amsterdam 1895.
[2]) Petermann's Mitteilungen 1896. p. 25 u. ff.

der Golfstrom, in Betracht. Erstere ist die stärkste Strömung, welche während der über 20jährigen Kreuzung des D. »Blake« in der Region des Golfstromes angetroffen wurde. Nach den im Jahre 1887 von Lieutenant Pillsbury ausgeführten Messungen nimmt diese Strömung beinahe die ganze Breite des Yukatan-Kanales ein, entwickelt aber ihre grösste Stärke, von 2.5 bis 5 geographische Meilen, an ihrem westlichen Rande, also auf dem kürzesten Wege zum Golfe. Die bis zu einer Tiefe von 240 *m* gemessenen Stromgeschwindigkeiten zeigen eine rasche Abnahme mit der Tiefe, so dass man bei 370 *m* Tiefe Stillstand annehmen kann. Nach dem Austritte aus der Yukatan-Strasse findet durch Ausbreiten der Strömung ebenfalls eine rasche Verminderung der Geschwindigkeit statt; nur an einer Stelle, längs des nördlichen Randes der Campeche-Bank, scheint die Strömung erhebliche Stärke noch in grösserer Entfernung zu bewahren; wir treffen sie hier auf ihrem Wege zum westlichen Teile des Golfes bei der kürzesten Strecke. Eine annähernde Berechnung des Quantums Wasser, welches die Yukatan-Strasse in 24 Stunden passiert, ergiebt die ungeheuere Menge von 2717 Kubikmeilen — eine Masse, welche hinreichen würde, den Spiegel des ganzen Golfes um 1.8 *m* in demselben Zeitraume zu erhöhen. Die Messungen, welche ebenfalls von Lieutenant Pillsbury in demselben Jahre in der Florida-Strasse, etwa 10 Meilen westlich von Havana, gemacht wurden, zeigen, dass in 24 Stunden durch diese Strasse ungefähr 1800 Kubikmeilen Wasser aus dem Golfe zum Atlantischen Ozeane abfliessen. Der Unterschied von ca. 900 Kubikmeilen im Zu- und Abfluss zwingt uns zu der Annahme, dass diese Quantität Wasser als Tiefströmung vom Golfe durch die Yukatan-Strasse in das Karibische Meer zurückfliesst. Wir lernen aus dem Verhältnisse dieser Zahlen, dass die jetzt ziemlich allgemein geltende Erklärung der Karibischen Strömung durch die von den Winden angehäuften Wassermassen im nordwestlichen Teile dieses Meeres teilweise Berechtigung hat. Wäre dieses aber die einzige Ursache, so wäre kein Grund für die Erklärung der Tiefengegenströmung vorhanden. Dahingegen sind wir zu der Annahme berechtigt, dass, falls Temperatur- und Dichtigkeitsunterschiede zwischen den Gewässern des Golfes und des Karibischen Meeres die alleinige Ursache der Strömungen wären, die Oberflächenströmung und die Gegenströmung annähernd gleiche Stärke haben müssten. Aus dem Verhältnisse dieser entgegengesetzten Strömungen, wie es die Messungen ergeben, schliessen wir demnach, dass die mechanische Wirkung von Winden die Hauptveranlassung zur Yukatan-Strömung liefert, dass aber, im Falle jene aufhören würden, eine Wirkung zu äussern, immerhin noch eine Oberflächenströmung vom Karibischen Meere nach dem Golfe und eine Tiefenströmung in umgekehrter Richtung stattfinden würden, etwa in der Weise, wie solche zwischen dem Mittelländischen Meere und dem Atlantischen Ozeane bestehen.

Das frische Wasser, welches entweder durch Regen- oder Flussentleerungen seinen Weg in den südwestlichen Teil des Golfes von

Mexiko findet, geht vermöge seiner hohen Temperatur rasch in Meerwasser über. Es behauptet seine Lage an der Oberfläche, absorbiert aber fortwährend Wärme und Salz von den tiefer liegenden Schichten; infolge dieses Vorganges finden wir eine dünne Schicht Wasser an der Oberfläche mit verhältnismässig hoher Temperatur und hohem Salzgehalte, unterlagert von mächtigen Schichten aussergewöhnlich kalten Wassers. Bei einer Temperatur zwischen 27 und 32° C. an der Oberfläche sinkt die Temperatur in 460 *m* Tiefe auf 7°.

Das frische Wasser, welches seinen Zutritt in den nördlichen Teil des Golfes findet, schwebt gleichfalls an der Oberfläche, und zwar infolge seines geringen spezifischen Gewichtes oder Salzgehaltes und trotz seiner niedrigen Temperatur. Auf seiner Reise nach der Mitte des Golfes bewahrt es viel längere Zeit das Merkmal seines Ursprunges: niedriges spezifisches Gewicht; nur allmählich entzieht es der Tiefe Salz und Wärme und erreicht erst am Ziele seiner Reise völlige Sättigung.

Den Weg des Mississippi-Wassers kann man auf Hunderte von Meilen von der Mündung durch den Golf verfolgen, und es war dem Verf. eine Überraschung, zu finden, dass es, anstatt direkt zur Florida-Strasse zu fliessen, nach Westen abbiegt und nach der Mitte des westlichen Golfes strömt. Anfangs war Verf. geneigt, der Rotation der Erde und den herrschenden Winden einen Anteil an dieser Ablenkung zuzuschreiben, ist aber schliesslich zu der Überzeugung gekommen, dass das Mississippiwasser nach Westen fliesst, weil es dort das niedrigste Niveau findet, indem der östliche Teil des Golfes durch die Yukatan-Strömung beherrscht wird. Trotz der Herrschaft dieser Strömung geht die Richtung der Oberflächendrift im westlichen und nördlichen Teile des Golfes im allgemeinen nach der Florida-Strasse, was wohl dadurch zu erklären ist, dass in diesen Teilen des Golfes der Yukatan-Strom sich unter die Oberfläche senkt.

»In seinem Vordrängen gegen den herrschenden NO- oder SO-Passat wird das auf der Reise zum Florida-Kanal begriffene Wasser einer sehr kräftigen Verdunstung unterworfen. Infolge dieser Verdunstung wird das spezifische Gewicht, resp. der Salzgehalt des Oberflächenwassers so erhöht, dass es sich nicht mehr schwimmend erhalten kann. Es sinkt, und als schlechter Wärmeleiter trennt es sich schwer von der an der Oberfläche gewonnenen Wärme und trägt in bedeutende Tiefen einen grössern Vorrat von Wärme, als auf irgend eine andere Weise, durch Strahlung oder Fortpflanzung, hätte durchdringen können. Auf diese Weise erklärt es sich, dass wir im östlichen Teile des Golfes, nördlich vom Westende Cubas, in einer Tiefe von 460 *m* Temperaturen von über 15° finden gegen 7° im westlichen Teile und 8° im Karibischen Meere.

In Übereinstimmung mit den Gesetzen, welche die Meeresströmungen beherrschen, wie wir sie bei dem heutigen Standpunkte der Wissenschaft verstehen, wonach im Falle entschiedener Temperatur-

unterschiede in grössern Tiefen zwischen in Verbindung stehenden Meeresteilen stets eine Tiefenströmung ins Leben gerufen wird, welche eine Ausgleichung dieser Temperaturen anstrebt, findet also eine Tiefenströmung warmen und salzreichen Wassers statt vom östlichen Teile des Golfes nach dem westlichen und eine ähnliche von demselben Meeresteile nach dem Karibischen Meere. Es darf nicht vermutet werden, dass der Golf hierdurch einen permanenten Verlust an Salz erleide; das ihm entzogene Salz (und ebenso die Wärme) findet durch ein System von aufeinanderfolgenden Beförderungen seinen Weg zu immer höher gelegenen Regionen, bis es schliesslich den Oberflächenstrom erreicht und mit ihm zum Golfe zurückkehrt. Die Beharrlichkeit, mit welcher das warme und salzreiche Wasser des östlichen Golfes als Tiefenströmung nach dem Westen und Norden vordringt und jede Spur von frischem Wasser bis tief in die Buchten und Flussmündungen an der nördlichen Küste verfolgt, hat viel Ähnlichkeit mit der Energie der Gezeitenflut, und es unterliegt kaum einem Zweifel, dass beide Kräfte sich gegenseitig in die Hand spielen. Die Temperaturunterschiede zwischen dem östlichen Golfe und den Teilen des Ozeanes, mit welchen er in nächster Verbindung steht, sind so gering (höchstens $^1/_2$ bis 1^0), dass kein Grund zur Annahme von Tiefenströmungen vorliegt, und es ist auffallend, dass im Einklange hiermit die beide verbindenden Kanäle eine zur Passage des Oberflächenstromes gerade genügende Tiefe haben.«

Was den Zusammenhang des Yukatan- und des Golfstromes anbelangt, so ergab sich, dass der eigentliche Golfstrom als eine schwache Strömung von etwa $1^1/_2$ Meile Geschwindigkeit am westlichen Eingange des Florida-Kanales entsteht; gewöhnlich hat die Achse der Strömung die Richtung vom Golfe, zuweilen aber neigt sie sich etwas nach der Seite der Yukatan-Strasse. In der westlich von der Florida-Strasse gelegenen Region konnten durchaus keine beständigen Strömungen festgestellt werden. Die Sachlage scheint etwa folgende zu sein: Wenn der Yukatan-Strom seine grösste Thätigkeit entfaltet, ergiesst sich das im nordwestlichen Karibischen Meere aufgestaute Wasser in den Golf von Mexiko und bewirkt eine Erhebung seines Wasserspiegels über den des Atlantischen Ozeanes; ein Teil dieses Wassers fliesst direkt nach der Florida-Strasse, aber es ist nicht anzunehmen, dass dieser Teil erheblich grösser ist als die Quantität, welche andere Stellen im Golfe passiert, die dieselbe Entfernung von der Yukatan-Strasse haben. Der grössere Anteil Wassers, welcher an der Entstehung des Golfstromes beteiligt ist, kommt dem Bestreben des Golfes zu, sich von dem ihm aufgebürdeten Gewichte zu befreien. Der Yukatan-Strom ist aber sehr unstetig, zuweilen lässt seine Stärke um die Hälfte nach. Wenn dieses der Fall ist, so macht sich die Reaktion des Golfes dadurch geltend, dass er nicht nur alleinigen Besitz von der Florida-Strasse nimmt, sondern auch öfters den Yukatan-Strom in seinem

eigenen Gebiete angreift und ihn an seiner schwächsten Stelle in das Karibische Meer zurückdrängt.«

Am westlichen Anfange der Florida-Strasse tritt der Golfstrom als eine schwache Strömung ins Leben, »und wir müssen jetzt hinzufügen, dass seine Wärmeausrüstung beim Antritte seiner langen Wanderschaft durchaus nicht den Erwartungen entspricht, zu welchen uns sein Ruf berechtigt, wonach er aus dem Golfe von Mexiko nach dem östlichen Atlantischen Ozeane eine Quantität Wärme hinüberführt, welche genügt, das Klima des ganzen westlichen Europa bedeutend zu mildern. Die wahre Sachlage ist, dass der Nordatlantische Ozean an irgend einer Stelle in gleicher Breite ebensoviel Wärme besitzt, als dem Golfstrome auf seiner Thürschwelle zur Verfügung steht, und was noch viel bezeichnender ist: die Wärme des Golfstromes ist nicht wie die des Ozeanes durch eine schützende Decke gehütet, sondern an der Oberfläche angesammelt, wo sie Gefahr läuft, durch Diffusion sich bald zu zerstreuen. Der Golfstrom begiebt sich auf die Reise mit nicht mehr Wärme — und Salz — versehen, als ihm zu seinem eigenen Bedarfe ausreicht, bis etwa zum Kap Florida. Mutig nimmt er sofort den Kampf auf gegen die kalten und salzarmen Gewässer, welche von der Florida-Bank herabsteigen und beinahe bis zur Mitte der Florida-Strasse vorgedrungen sind. Bei seiner Ankunft in der Länge von Key West hat er diese kalten Gewässer schon bis in die Nähe der Korallenriffe zurückdrängt, und bei seinem Eintreffen gegenüber Kap Florida hat er sie fast ganz aufgerieben. Hier nähert er sich während seines ganzen Laufes dem festen Lande am meisten (bis zu 15 Meilen) und behauptet die ganze Breite und Tiefe des Kanales. Obgleich er den Kampf siegreich bestanden, ist er durch fortwährenden Verlust von Wärme und Salzgehalt so geschwächt, dass er ohne Verstärkung nicht im stande wäre, einen kräftigen Angriff abzuweisen. Glücklicherweise sind Verstärkungen zur Hand. Warme und salzreiche Wasser, welche längs des Westrandes der Bahama-Bank durch den Santarem-Kanal langsam vorgedrungen sind, vereinigen sich mit dem Golfstrome und stärken ihn wesentlich; noch bedeutendere Kräfte aber, vom Nordostpassat gesammelt, werden ihm am östlichen Eingange der Florida-Strasse zugeführt.«

Zeigt nun aber der Golfstrom im Atlantischen Ozeane, zwischen der Florida-Strasse und Kap Hatteras grosse Wärme und hohen Salzgehalt, so muss dafür eine besondere Quelle existieren. Auf diese weist Lindenkohl durch folgende Betrachtung: »Der Vorgang einer kräftigen, durch die Winde begünstigten Verdunstung, wie sie sich im südöstlichen Golfe von Mexiko findet, wiederholt sich unter dem Einflusse eines kräftigen und stetigen Passats in viel grossartigerem Massstabe über die ganze Oberfläche des Atlantischen Ozeanes zwischen Bermuda und den Südstaaten der Union. Das infolge dieser Verdunstung in die Tiefe sinkende Wasser verleiht den tiefern Schichten eine höhere Temperatur und einen grössern

Salzgehalt, als in irgend einem andern Ozeane angetroffen wird. Dieses warme Wasser, welches in einer Tiefe von 460 *m* eine Temperatur zwischen 15.5 und 17.8° besitzt, nähert sich bis auf eine Entfernung von 40 geographischen Meilen den kalten Gewässern, welche von der Untiefe, die den Kontinent umsäumt, herabsteigen und in bezeichneter Tiefe nur eine Temperatur von etwa 7° haben. Innerhalb dieses Raumes von 40 Meilen Breite findet nun ein Ausgleich von Temperatur- und Salzgehalt statt, welcher am Meeresboden anfängt und durch die ganze überliegende Wassersäule fortschreitet, sie ganz neu konstruiert und das Phänomen hervorbringt, das wir Golfstrom nennen.«

Über Form und Ursprung der Gezeitenwellen ist eine Arbeit von F. L. Ortt erschienen [1]), welche durch v. Horn in einer deutschen Bearbeitung wiedergegeben wurde [2]). An verschiedenen Seen ist die Art der Gezeitenwelle nach der von den Professoren Sir W. Thomson und G. H. Darwin entwickelten Methode der »harmonischen Analyse« untersucht; für viele Stationen sind die Konstanten der Gezeitenwellen auf diese Weise bestimmt, und zwar in Englisch-Indien durch E. Roberts und A. W. Baird, in Amerika durch Ferrel, in den Niederlanden durch H. G. van den Sande Backhuyzen und L. C. F. E. Engelenburg, in Niederl. Indien durch v. d. Stock und Ypes, in Deutschland durch C. Börgen.

Die Ergebnisse dieser Untersuchungen, miteinander in Verbindung gebracht, geben einige neue Gesichtspunkte bezüglich des Ursprunges der Gezeiten und einiger Abnormitäten in der Form der Gezeitenwellen. Wenn auch zur Erlangung einer vollkommenen Theorie der Gezeitenerscheinungen die Anwendung der harmonischen Analyse auf viel mehr und besser über die verschiedenen Seen verteilten Punkten nötig ist, so genügen doch die bis jetzt erhaltenen Ergebnisse zur Ableitung einiger allgemeiner Folgerungen.

Wegen der Einzelheiten muss auf die Abhandlung selbst verwiesen werden, hier kann nur einiges zur Mitteilung kommen.

Bei der Untersuchung des Ursprunges der Gezeitenwellen wirft sich zunächst die Frage auf:

Ist die Gezeitenwelle, welche man in einer See beobachtet, die Fortpflanzung einer in einer andern See erzeugten Welle, oder ist sie in der See, wo man sie beobachtet, selbst entstanden oder möglicherweise eine Durchmischung beider?

Die angestellten Betrachtungen geben darüber vorläufig die folgenden Kennzeichen:

A. Wenn eine Gezeitenwelle in einer bestimmten See erzeugt ist, so zeigen die Amplituden der verschiedenen halbtägigen Wellentypen ein konstantes Verhältnis unter sich. Dasselbe ist der Fall

---

[1]) Tijdschrift v. h. Koninkl. Instituut v. Ingenieurs. 1896/97. 3. Lfg.
[2]) Annalen der Hydrographie. 1896. Heft 8 u. 9.

bei denen der eintägigen Wellentypen unter sich. Ferner wird ein Kennzeichen für die See, in welcher die Wellen erzeugt sind, sein: ein charakteristisches Verhältnis der Amplituden der halbtägigen zu denen der eintägigen Wellentypen und auch zu denen der Wellen von langer Periode, obschon letztere meistens zu wenig zuverlässig sind.

B. Wenn die Gezeitenwelle eine Fortpflanzungswelle aus einer andern See ist, so wird der Charakter dieser Verhältniszahlen mit dem der andern See übereinstimmen. Auch wird bei einer genügenden Anzahl Beobachtungspunkte oft ein Verband zwischen der Verspätung der verschiedenen Wellentypen auf den aufeinander folgenden Beobachtungspunkten zu spüren sein, woraus sich die Richtung der Fortpflanzung der Gezeitenwellen ergeben kann. Die Fortpflanzungsgeschwindigkeit wird proportional zu $\sqrt{g D}$ sein (wo D die Wassertiefe ist).

C. Ist die Gezeitenwelle eine Vermischung einer der See eigenen und einer darin fortgepflanzten Welle und herrscht eine von beiden vor, während die andere gering ist, so werden einige Verhältniszahlen auf verschiedenen Beobachtungspunkten in dieser See Anzeichen von Interferenz ergeben durch Schwankungen um einen Mittelwert.

Wenn zwei Wellensysteme zusammenkommen, welche beide Bedeutung haben und sich nicht vollkommen in derselben Richtung fortpflanzen, so werden deutliche Interferenzerscheinungen wahrzunehmen sein, bestehend in: unregelmässigen Abwechselungen in den Verhältnisziffern der Amplituden auf verschiedenen Beobachtungspunkten, Unregelmässigkeiten in den Fortpflanzungsgeschwindigkeiten der verschiedenen Wellentypen, welche Geschwindigkeiten nicht länger proportional zu $\sqrt{g D}$ sein werden.

Vor allem werden diese Erscheinungen stark auftreten, wenn die interferierenden Wellensysteme einander aus verschiedenen Richtungen begegnen.

Diese Kennzeichen können jetzt mit den Resultaten der angestellten Beobachtungen in den verschiedenen Seen geprüft werden.

Verf. giebt nun in Tabellen eine Übersicht der Konstanten der harmonischen Analyse für eine Anzahl Beobachtungspunkte und schliesslich eine allgemeine Übersicht der Verhältniszahlen und des Alters der Gezeiten in den verschiedenen Seen.

Bezüglich der Frage des »Ursprunges der Gezeiten« giebt diese Übersicht einige, wenn auch für einen Teil negative Definitionen.

»Die geringe Anzahl Beobachtungen in den südlichen Ozeanen gestaltet es schwierig, mit Sicherheit zu beurteilen, ob in der That in diesen Seen der Ursprung unserer Gezeiten zu suchen ist. Einige Erscheinungen machen diese Annahme unwahrscheinlich.

Das Verhältnis der eintägigen Gezeiten ist sowohl in den südlichen Seen wie an unserer Küste grösser als die Einheit, während

dasselbe in den zwischenliegenden Seen kleiner als 1 ist. Endlich ist das Alter der Spring- und der Parallaxgezeiten in den südlichen Ozeanen ungefähr gleich dem in dem Nordatlantischen Ozeane, was auch schwerlich der Fall sein könnte, wenn ein und dieselbe Gezeitenwelle sich aus den südlichen Ozeanen bis an unsere Küsten fortpflanzte.

Das Bestehen einer Gezeitenwelle, welche sich nach den Vorstellungen von Whewell in dem Wasserringe südlich von den Festländern bildet und sich nach den »cotidal lines« bis in die meisten Seen fortpflanzt, wird beim Betrachten der erwähnten Tabellen höchst unwahrscheinlich.

Besser deckt sich mit den Ergebnissen die Annahme, dass die meisten Seen eigene Gezeitenwellen haben, welche teils geändert durch Fortpflanzungswellen aus benachbarten Seen, durch Interferenz oder Kombination zahllose verschiedene Typen bilden, welche unmöglich scharf voneinander zu unterscheiden sind.

Ist diese Annahme richtig, so ist in der Hauptsache jede See der Ursprung ihrer eigenen Gezeiten, welche vielleicht allein an den Küsten ansehnliche Amplitude besitzen

Mit Ausnahme von Spezialfällen, wo in einer Gezeitenwelle längs den Küsten in ihrem Laufe zu folgen ist, wird dann auch eine Untersuchung des Ursprunges der Erscheinung im allgemeinen ebensowenig wie die Erklärung des Alters der »Gezeit« oder das Suchen von cotidal lines zu befriedigenden Resultaten führen können, und werden die »Hafenzeiten« wenig mehr als einigen praktischen Wert besitzen. Endlich wird durch diese Annahme jeder Grund verschwinden, um eine Anzahl von Erscheinungen, wie Alter von Gezeitenwellen u. dgl., welche mit der Theorie von Whewell unmöglich zu vereinigen sind, länger als »rätselhaft« zu betrachten.

Jede See muss mehr zum Gegenstande eines speziellen Studiums gemacht werden. Der Weg dazu ist vorgeschrieben: Fortsetzung der Beobachtung der Gezeitenwellen auf einem systematisch gewählten Netze von Beobachtungspunkten und Zerlegung in ihre Bestandteile. Noch sehr viele Reihen von Beobachtungen müssen bis zur Erreichung des Zieles angestellt und verarbeitet werden.«

Die Springflutwelle in der Mündung des Tsien-tang-kiang in der Hang-tshau-Bucht ist von Kapitän Moore geschildert worden in zwei Berichten an die englische Admiralität. Schott giebt diese in Zusammenfassung wieder[1]). Obgleich der Schauplatz dieser Erscheinung kaum 70 Seemeilen von Shanghai entfernt ist, war Zuverlässiges darüber nicht bekannt, bis Kapitän Moore bei Gelegenheit von Vermessungen in den chinesischen Gewässern die Beobachtung des Phänomens übernahm. In der östlichen Hälfte der Hang-tshau-Bucht liegt die ganz kleine, aber mit einem Feuerturme

[1]) Annalen der Hydrographie 1896. p. 466.

besetzte Insel »West-Volcano«, westlich von 121° östl. L., ungefähr bei der ebenfalls sehr kleinen Rambler-Insel beginnt die plötzliche starke Verschmälerung der Hang-tshau-Bucht in Nord-Südrichtung, indem etwa 20 Seemeilen breite Sande von Süden heranreichen bis fast an die nördliche Seite oder das linke Ufer des Mündungstrichters des Tsien-tang; die plötzliche starke Abnahme der Wassertiefe endlich beginnt etwas oberhalb von Rambler-Insel, bei Kanpu, da, wo das Nordufer aus der Nord-Südrichtung umbiegt in West-Ostrichtung, und die Wassertiefe von 4 bis 5 Faden auf 4 bis 5 Fuss herabgeht. Rund 10 Seemeilen noch weiter flussaufwärts liegt die Stadt Haining, an ihrem Ostende die sogenannte Bhota-Pagode, von welcher aus die meisten Beobachtungen der Sprungwelle seitens des Kapitäns Moore gemacht wurden. Noch weiter stromaufwärts liegt sodann das mächtige Hang-tshau, die berühmte frühere Hauptstadt Chinas. Aus der Zusammenstellung und Diskussion der Beobachtungen Moore's schliesst Schott folgendes:

»Die Springflutwelle in ihrer ganzen, jede regelmässige Schiffahrt unmöglich machenden Ausbildung entsteht nicht erst bei Kanpu oder Haining, wo sie von Moore beobachtet wurde, sondern mindestens schon bei Rambler-Insel. Denn aus den Pegel-Ablesungen, die dort gemacht wurden, ergiebt sich für Rambler-Insel ein plötzliches Steigen des Wasserspiegels um 3 bis 3.5 *m* in der Stunde von einer Stunde nach Niedrigwasser an. Dort bereits wirkt also die trichterartige Einengung der Hang-tshau-Bucht auf die von dem Tshusan-Archipel herankommende Flutwelle so stark ein, dass ihre Höhe ganz rapid zunimmt.

Diese Spanne Zeit, während welcher bei Rambler-Insel das Wasser so kolossal stark und schnell steigt, während in Haining Niedrigwasser ist, kann als Geburtsstunde des Stürmers betrachtet werden.

Etwa 1½ Stunden nach dem ersten Auftreten der Sprungwelle bei Rambler-Insel, wo sie freilich den Namen »Sprungwelle« noch nicht verdient, sondern eben nur durch sehr schnelles Steigen des Meeresspiegels und durch Kabbelungen bemerkbar wird, kann man bei Haining das erste Geräusch der heraufstürmenden Welle im fernen Osten hören; erst wieder eine Stunde später aber zieht sie dann in ihrer ganzen imposanten Höhe vorüber an Haining. Die Beobachtungen zeigten, dass bis unmittelbar zum Fusse der aufwärts eilenden Welle noch starker Ebbestrom reicht und nicht etwa Stauwasser hervorgeht. Dieser Umstand trägt offenbar auch dazu bei, die mauerartig ankommende Wasserkaskade steiler zu gestalten; dabei beträgt bei Haining kurz vor der Welle die Wassertiefe kaum 2 Fuss, stellenweise sind die Sande nur eben mit Wasser bedeckt — und nun denke man sich ganz unvermittelt eine wallähnliche Wassermasse von durchschnittlich 10 bis 11 Fuss Höhe mit durchschnittlicher Geschwindigkeit von mindestens 10 Knoten in der Stunde über diese flachen Sande heranbrausen! Dabei ist noch besonders zu bemerken, dass, wie aus dem Moore'schen Bericht und auch aus den Photographien hervorgeht, im Tsien-tang unzweifelhaft die Sprungwelle über der ganzen Breite des Flussbettes, auch über den tiefern Teilen an der Nordseite und nicht bloss über den ausgedehnten Sanden der Südseite, brandet. Es wird dies erwähnt, weil nach einer Notiz von Börgen Zweifel darüber bestehen, wie sich der Stürmer auf den verschiedenen Flüssen über den verschiedenen Tiefen gestaltet; so soll z. B. auf dem Hugli der mittlere, tiefe Stromteil von der Brandung verschont bleiben.

Sehr wichtig für die Auffassung der Erscheinung ist nun ferner der Umstand, dass hinter der Sprungwelle nicht etwa ein Wellenthal eine Er-

niedrigung des Wasserspiegels folgt; es folgt auch nicht eine zweite Welle, sondern es steigt vielmehr nach Vorübergang der Kaskade das Niveau noch weiter, aber allmählich, wie es ja dem Gezeitenphänomen zukommt; diese weitere Zunahme der Wassertiefe während des Flutstromes beträgt $^3/_4$ der Höhe der ersten Kaskade, auch mehr; auf dem Rücken des Wellenscheitels ist das Wasser nicht glatt, sondern sehr kabbelig, und kleinere Wellen von mehrern Fuss Höhe sind daselbst in heftiger Bewegung zu sehen.

Wir erhalten für Haining einen mittlern Flutwechsel von etwa 5.8 *m* Höhe; für Hang-tshau, wohin die Welle nur noch abgeschwächt gelangt, beträgt die mittlere Wasserstandsänderung bei Springzeiten nur noch 1.8 *m*, dagegen erreicht sie bei Rambler-Insel den kolossalen Wert von rund 9 *m* (7.6 *m* bis 10.4 *m*), aber dort nimmt, weil die Insel ausserhalb des engsten Mündungstrichters und auf tieferem Wasser liegt, die Flutwelle keinen sehr bedrohlichen Charakter an, wie wir schon oben sahen.

Alle von Moore bei Haining beobachteten Springflutwellen waren nach Aussage der Chinesen nicht ungewöhnlich hoch, und es ist zweifellos, dass in besondern Fällen der Wellenkamm selbst die gewaltige Höhe von etwa 15 Fuss oder fast 5 *m* erreicht; im Winter sollen nach den Berichten der Djunken-Schiffer die Stürmer durchschnittlich etwas stärker sein, vielleicht deshalb, weil dann der steife Nordostmonsun des Gelben Meeres besonders grosse Wassermengen in der Bucht anstaut. Die ältern Angaben von 8 bis 10 *m* Höhe für den Wellenscheitel sind aber sicherlich falsch.

Bei Haining erreicht das Phänomen stets den Gipfel seiner Ausbildung, es passirt die Stadt fast genau in dem Augenblicke, in welchem der Mond den Meridian passirt, sei es in oberer oder unterer Kulmination; nur bei harten auflandigen Winden scheint die Welle etwas zu zeitig, vor dem Monddurchgange, anzukommen. Immer zur Zeit der Syzygienstellung ist die Flutwelle besonders gross; wie aber während der andern Monatstage die Erscheinung im einzelnen sich äussert — ganz fehlt sie natürlich nicht —, darüber findet sich in den uns vorliegenden Berichten nur die Angabe, dass die Höhe der Welle 0.5 bis 1 *m* betrage, und die Erscheinung ungefährlich sei.

Was ferner die Fortpflanzungsgeschwindigkeit anlangt, so ist bei Haining 10 Sm. in der Stunde das durchschnittliche Minimum, meist läuft die Welle etwas über 11 Knoten, in einzelnen Fällen aber werden 14 Knoten in der Stunde zurückgelegt.

Über die Form des vordern Randes der Sprungwelle lauten die Angaben Moore's verschieden, fast sich widersprechend; an der einen Stelle sagt er, dass die Sprungwelle in einer ganz geraden, über den Strom von Norden nach Süden sich erstreckenden Linie komme, heranmarschierend wie eine Kompagnie Soldaten; an einer andern Stelle heisst es dagegen, dass derjenige Teil der Kaskade der über dem tiefsten Teile des Flussbettes läuft, ein wenig zurückbleibe und am steilsten aufgerichtet sei, beides wohl infolge der dort am stärksten herrschenden Abflussströmung des Tsien-tang, und endlich wird an einer dritten Stelle gesagt, dass die Welle an den Seiten, an den Rändern etwas zurückbleibe, wohl wegen vermehrter Reibung am Ufer und am Grunde. Wahrscheinlich sind die Abweichungen von der geraden Linie nie bedeutend.

Das Geräusch der Sprungwelle in der Entfernung ist sehr eigentümlich, es gleicht noch am ehesten dem der Brandung an einem entfernten Korallenriffe, es ist ein fortwährendes, ziemlich gleichmässiges Tosen, welches nur gelegentlich von einem besonders lauten, aber dumpfen Tone abgelöst wird nähert sich der Stürmer, so wächst das Geräusch nur sehr allmählich, bis es vorüberzieht mit einer Stärke, die dem Brausen der Niagara-Fälle nur wenig nachsteht.

Es wurde schon oben bemerkt, dass jede regelmässige Schiffahrt auf dem Tsien-tang durch die täglich zweimal auftretende Sprungwelle un-

möglich gemacht werde; selbst die kleinen Kutter konnten sich nicht ohne schwere Beschädigungen während der Flut auf dem Strome halten, und während des Ebbestromes fehlt es an genügender Wassertiefe. Nur die ganz besonders diesen Verhältnissen angepassten Djunken der Chinesen unterhalten, wenn schon mit grossen Gefahren und Schwierigkeiten, den Verkehr; die Djunken des Tsien-tang haben vollkommen platten Boden und verkehren nur in der kurzen Zeit unmittelbar nach dem Vorübergange der Bore bis zum Kentern der Stromrichtung und ein wenig nachher noch, das sind etwa drei bis vier Stunden für jeden halben Tag. Denn der Ebbestrom läuft auch schnell, das Wasser fällt sehr schnell weg, und eine beladene Djunke braucht wenigstens 9 Fuss Wasser, um zu schwimmen.

Will man das Wesen der Springflutwelle des Tsien-tang kiang in wenigen Worten zusammenfassen, so lässt sich vielleicht sagen, dass sie nichts weiter als der Hochwasserscheitel der Tag für Tag zweimal in die Hang-tshau-Bucht eintretenden Flutwelle ist, der Scheitel des Hochwassers, welcher aber wegen der plötzlichen starken Abnahme sowohl der Zugangsbreite wie besonders der Wassertiefe eine gefährliche Höhe und eine gefährliche Fortpflanzungsgeschwindigkeit notwendigerweise erlangt. Die Sprungwelle ist also nicht eigentlich eine Welle, sondern nur ein kleiner Teil einer Welle, sie ist der Kamm der Flutwelle, in welchem die einzelnen Wasserteilchen wirklich eine Vorwärtsbewegung haben, nicht bloss, wie in den Windwellen des offenen Ozeanes, eine hin- und herschwingende »Orbitalbewegung«.

Da es sich hier um den wirklichen Transport von Wassermassen von einem Ort zum andern handelt, so mag man das Phänomen auch mit den sogenannten „Translationswellen" oder „Übertragungswellen" in Beziehung bringen, das sind Wellen, welche (wie der Stürmer) eine isolierte Erhebung ohne nachfolgendes oder vorangehendes Wellenthal bilden[1]) und bei dem plötzlichen Übertritte einer bestimmten Wassermasse in einen engen Kanal erscheinen«.

Die grosse Neufundland-Bank ist von Kapitän W. T. Main Jahre lang studiert worden, und hat derselbe über seine Beobachtungen an die Londoner Geographische Gesellschaft berichtet[2]). Diese Bank dehnt sich von 43° bis 49° n. Br. und von 47° 30′ bis 57° 30′ w. L. aus, mit Tiefen von 3—100 Faden. Der Grund besteht hauptsächlich aus Sand und Muscheln. Die Gestalt der Bank ist von grösster Wichtigkeit für die Schiffahrt, die sich bei dem Vorherrschen von Nebeln in den meisten Fällen auf das Lot verlassen muss. Nach der Ansicht Thoulet's hat das Schmelzen der aus den Polargegenden kommenden Eisberge die Bildung der Bank verursacht. Kapitän Main weist nun nach, dass die frühern Aufnahmen der Bank vom Jahre 1859 vollständig unzuverlässig sind, da einerseits durch die von den Eisbergen stammenden Trümmer an verschiedenen Stellen Anhäufungen, anderseits durch die pflugartige Wirkung der Eisberge vielfach Vertiefungen hervorgerufen worden sind. Besonders waren die Tiefenmessungen am nördlichen Teile der Bank für praktische Zwecke nicht zahlreich genug. Kapitän Main's Verdienst ist es, diese in reichlichem Masse vervollständigt zu haben.

---

[1]) Siehe hierüber nach Russel's u. a. Beobachtungen Krümmel im »Handbuch der Ozeanographie«. **2.** p. 24 ff.

[2]) Geogr. Journal London. **7.** p. 316. Verhandl. der Ges. f Erdkunde zu Berlin 1896. **33.** p. 192.

Die Forschungen der »Pola« im Roten Meere 1895—1896. Der k. k. Akademie in Wien berichtet der Kommandant P. Edler von Pott über die Thätigkeit der wissenschaftlichen Expedition dieses österreichischen Kriegsschiffes[1]). »Die Reise wurde am 6. Oktober um $7^1/_2{}^h$ abends von Pola aus angetreten und führte zunächst über Port Said und durch den Suez-Kanal am 18. Oktober nach Suez. Nach Beendigung der dortselbst auszuführenden Stationsbeobachtungen und Ergänzung der Lebensmittelvorräte, Suez am 25. Oktober mittags wieder verlassend, wurde zunächst nach »Brother Island« und »Koseïr« und im weitern Verlaufe dann zum südlichsten Endpunkte des Arbeitsgebietes »Djiddah« gesteuert; Ankunft daselbst am 2. November. Sowohl auf Brother Island, als wie in Koseïr und Djiddah wurden meteorologische Beobachtungsstationen eingerichtet und überdies auf zwei Stationen, und zwar auf der erst- und letztgenannten, die Stationsbeobachtungen durchgeführt.

Während der Fahrt von Suez nach Djiddah wurde siebenmal gelotet, viermal gedredscht und einmal mit dem Tannernetz gefischt.

Am 12. November Beginn der ersten Kreuzung (südlichster Abschnitt des Arbeitsgebietes im Roten Meere). Dauer 26 Tage — während derselben wurde 17mal gelotet, 10mal gedredscht, 3mal mit dem Tannernetze gefischt und die Landbeobachtungsstationen: Mersa Halaib, Sct. Johns Island, Berenice und Rabegh angelaufen und absolviert. Am 7. Dezember Ende der Kreuzung und Rückkehr nach Djiddah.

Am 20. Dezember nach 12tägigem Aufenthalte im Hafen: Beginn der zweiten Kreuzung (mittlerer Abschnitt des Arbeitsgebietes im Roten Meere). Dauer 32 Tage — während derselben 15mal gelotet, 9mal gedredscht, 1mal mit dem Tannernetz gefischt und die Landbeobachtungsstationen Djembo, Scherm Scheich (an der ägyptischen Küste), Hassani, Mersa Dhiba, El Wedge, bezw. Scherm Habban und Koseïr angelaufen und absolviert. Im Vorüberfahren wurde auch die meteorologische Station auf Brother Island inspiziert. Am 21. Januar Schluss der Kreuzung und Ankunft in Suez. Am 3. Februar nach 13tägigem Aufenthalte im Hafenbassin von Port Ibrahim (Suez) Beginn der dritten Kreuzung (nördlicher Teil des Arbeitsgebietes im Roten Meere). Dauer 21 Tage. Während derselben 11mal gelotet, 7mal gedredscht, 1mal mit dem Tannernetz gefischt und die Beobachtungsstationen Noman Island, Safaja Island, beziehungsweise Ras Abu Somer und Shadwan angelaufen und absolviert. Am 22. Februar Ende der Kreuzung und Rückkehr nach Suez.

Am 4. März nach 11tägigem Aufenthalte in Suez Beginn der vierten Kreuzung (Golf von Suez). Dauer 16 Tage. Während derselben 6mal gelotet, 2mal gedredscht und die Landbeobachtungsstationen Ras Mallap, beziehungsweise Abu Zemina, El Tor, Ras

[1]) Wiener akademischer Anzeiger 1896. Nr. XIV. p. 138.

Gharib und Zafarana angelaufen und absolviert. Am 20. März Ende der Kreuzung und Rückkehr nach Suez.

Am 31. März, nach 11tägigem Aufenthalte in Suez, Beginn der fünften Kreuzung (Golf von Akabah). Dauer 30 Tage. Während derselben 42mal gelotet, 5mal gedredscht und die Landbeobachtungsstationen Dahab, Nawibi, Akabah, Bir il Maschija, Scherm Mnjavar, Senafir und Scherm Scheich (an der Südspitze der Sinai-Halbinsel) angelaufen und absolviert. Am 29. abends Ende der Kreuzung und Rückkehr nach Suez, behufs Vornahme der Schlussbeobachtungen dortselbst und nach Beendigung derselben Rückkehr nach Pola.

Die Stationsbeobachtungen bestanden in astronomischen Orts- und Zeitbestimmungen, in magnetischen Beobachtungen (Deklination, Inklination und Intensität) und in Schwerebestimmungen mittelst Pendelbeobachtungen.

Pelagisch wurde, so oft sich hierzu die Gelegenheit ergab, gefischt, und wo es die Bodenverhältnisse der Häfen nur gestatteten, auch mit dem Zug- und Stehnetze gearbeitet.

Ausserdem wurden, wo es angezeigt erschien, Hafenaufnahmen ausgeführt, und zwar wurden die Ankerplätze von Mersa Halaïb, Scherm Scheickh, Mersa Dhiba, Scherm Habban, Noman Island, Dahab, Nawibi, Akabah und Scherm Scheich mit Scherm el Moja (an der Südspitze der Sinai-Halbinsel) aufgenommen.

Zurückgelegt wurden im ganzen bis zum 29. April, das ist bis zur Rückkehr nach Suez 6135 Seemeilen; hiervon entfallen 1270 Meilen auf die Reise von Pola nach Port Said, 85 Meilen auf den Suezkanal und 4780 Meilen auf das eigentliche Arbeitsgebiet.

Die wirklich ausgeführten Routen der einzelnen Kreuzungen zeigen zwar in ihrer Anlage eine Abweichung von der im Arbeitsprogramme vorgezeigten Anordnung, bleiben derselben im Prinzipe jedoch ziemlich getreu, indem dieselben nichtsdestoweniger doch das ganze Arbeitsgebiet in analoger Weise wie früher durchqueren, wodurch, abgesehen von den zwingenden Gründen, welche diese Abänderung notwendig machten, der grosse Vorteil erzielt wurde, dass die ausgeführten einzelnen Lotungen, beziehungsweise Dredschungen und physikalischen Beobachtungsstationen jetzt gleichmässiger über das ganze Arbeitsgebiet verteilt zu liegen kamen.

Dieselben erscheinen jetzt in fast ganz regelmässig angeordneten drei Reihen (zwei seitwärts und eine in der Mittelaxe des Meeres) zwischen den schon von früherher vorhandenen Lotlinien eingeschaltet. Die zwei seitwärts gelegenen Reihen bilden ganz neue Positionen, während die in der Mitte eingelegte Linie teils zur Kontrolle, der Hauptsache nach jedoch zum Zwecke der Tiefseeforschung gemacht wurde. In der letztgenannten Linie wurde in der Position $\lambda = 38^0 0'$ Ost und $\varphi = 22^0 7'$ Nord die bis jetzt im nördlichen Teile des Roten Meeres grösste Tiefe mit 2190 *m* gelotet.

Massgebend für diese vorgenannte Abänderung der Kreuzungsrouten waren nicht nur die örtlichen Verhältnisse der Küsten des Arbeitsgebietes, sondern auch die eigenartigen Wind- und Witterungsverhältnisse, welche in demselben vorgefunden wurden, Umstände, welche bezüglich der Arbeitsmöglichkeit überhaupt ausschlaggebend waren und daher voll und ganz berücksichtigt werden mussten.

Bezüglich der örtlichen Verhältnisse der beiden Küsten war zu berücksichtigen, dass denselben fast überall, oft bis weit in die See hinausragende gefährliche Korallenriffe vorgelagert sind, welche das Anlaufen der Landbeobachtungsstationen nur zu ganz bestimmten Tagesstunden gestatten, und zwar kann dieses an der ägyptischen Küste nur in den ersten Vormittags- und an der arabischen Küste nur in den mittlern Nachmittagsstunden geschehen, weil dann die Sonne schon oder noch »genügend hoch« und »im Rücken« des Manövrierenden steht, um diese gefahrdrohenden Hindernisse sichtbar zu machen.

Die Windverhältnisse des nördlichen Teiles des Roten Meeres wurden derartig gefunden, dass es zur Regel werden musste, die Operationen des Lotens und Dredschens womöglich nur in den frühen Morgen- und in den frühen Nachmittagsstunden (circa um 6^h a. m. und um 2—3^h p. m.) vorzunehmen, da der in diesem Meeresteile vorherrschende, meist frisch wehende NNW um diese Zeit gewöhnlich bedeutend abflaut, oft auch ganz einlullt.

Die Witterungsverhältnisse besassen zwar im allgemeinen und übereinstimmend mit dem Red Sea Pilot eine ziemliche Regelmässigkeit; immerhin zeigte es sich jedoch, dass gewöhnlich um die Zeit des Mondwechsels (Neumond) eine kleinere oder grössere Störung eintrat, welche für die Durchführung der hydrographischen Arbeiten nur zu leicht hinderlich werden konnte, weshalb es ratsam erschien, diese Zeit womöglich in irgend einem Hafen (Landbeobachtungsstation) zuzubringen.

Der Golf von Akabah musste in Anbetracht seiner vollkommenen Unaufgeschlossenheit in physikalisch-chemischer, faunistischer und navigatorischer Beziehung, sowie mit Rücksicht auf die dort im allgemeinen herrschenden, sehr ungünstigen (stürmischen) Witterungsverhältnisse, ein eigenes, für sich abgeschlossenes Arbeitsgebiet bilden, in welchem deshalb auch eine verhältnismässig ganz bedeutend grössere Anzahl von hydrographischen Beobachtungsstationen absolviert werden musste als wie im Arbeitsgebiete des eigentlichen Roten Meeres, und zwar im ganzen 37 gegenüber von 68 in letzterm.

Die grösste Tiefe dieses Golfes wurde in $\lambda = 34^0 42{\cdot}8'$ Ost und $\varphi = 28^0 29{\cdot}2'$ Nord mit 1287 *m* gelotet.«

Die Bildung und geologische Geschichte der Seehäfen ist Gegenstand einer Studie von N. S. Shaler gewesen[1]). Er berück-

[1]) Zeitschrift für praktische Geologie. 1896. p. 76.

sichtigt dabei übrigens ausschliesslich nordamerikanische Häfen. Da aber die Häfen der andern Kontinente zumeist ganz analoge Verhältnisse zeigen, sind die Erörterungen auch über die Grenzen von Nordamerika hinaus von hohem Interesse, wenngleich auch Shaler in der Art und Weise der meisten Nordamerikaner bei der Beurteilung ihres Vaterlandes im Verhältnisse zu andern Ländern, namentlich zu Europa, sich zu einem objektiven Standpunkte nicht emporzuraffen vermag.

An einen guten Hafen werden bezüglich seiner Brauchbarkeit für die Schiffahrt die verschiedensten Ansprüche gestellt. Hauptbedingung ist ein hinreichender Schutz vor den Wellen und ein guter Ankergrund, daneben Geräumigkeit des Hafenbeckens, ein bequemer Zugang zu demselben von der offenen See aus, ein grösseres, leicht zugängliches Hinterland u. s. w. Mit Rücksicht auf das Vorhandensein einiger dieser Bedingungen muss häufig das Nichtvorhandensein anderer ignoriert werden. Oft ist aber das Fehlen nur einer dieser Bedingungen geeignet, einen im übrigen ganz vortrefflichen Hafen völlig unbrauchbar zu machen.

Shaler stellt auf Grund der Entstehung die folgenden Hafengruppen auf: Deltahäfen (z. B. New-Orleans) finden sich dort, wo ein grösserer Fluss in das Meer mündet, und haben daher den Vorteil eines leicht zugänglichen Hinterlandes. Dagegen haben sie eine ganze Reihe von Nachteilen, so namentlich die Bildung von Sedimentbarren vor den Flussmündungen infolge des Aufhörens der Flussströmung und durch Vermischung des Flusswassers mit dem Seewasser. Man sucht diese Kalamität jetzt dadurch zu heben, dass man die Mündung durch Leitdämme bis weit in die See hinein verlängert, wodurch der Fluss gezwungen wird, sich sein Bett selbst stetig rein zu spülen. Ein weiterer Nachteil ist die Strömung des Flusses, die von den Seglern durch Schleppdampfer überwunden werden muss. Völlig unbrauchbar werden kann unter Umständen ein Deltahafen durch die öfters stattfindende Verlegung der Flussmündungen. Nachdem sich ein Fluss seine Mündung durch Ablagerung von Sedimenten weit in die See hinein vorgebaut hat, durchbricht er häufig an einer Stelle seine Ufer und schlägt einen kürzern Weg zum Meere ein, wodurch ein unterhalb des Durchbruches gelegener Hafen seine Bedeutung völlig verliert.

Ein zweite Gruppe von Häfen findet sich in den Mündungen von Flüssen an Küsten, welche einer langsamen Senkung unterliegen (Delawarebai, Chesapeakebai, Mobilebai). Die Mündung der Flüsse wird hierdurch langsam zurückverlegt und bildet Baien, welche unten weit, sich nach oben langsam verschmälern und in den Fluss selber übergehen. Sie werden durch das mit Sedimenten beladene Flusswasser leicht seicht.

Fjordhäfen finden sich nur in höhern Breiten und wird hierdurch sowie durch eine Reihe anderer Erscheinungen ihr glazialer Ursprung — d. h. ihre Entstehung durch die Wirkung des Gletscher-

eises — erwiesen. Es sind meist sehr gute Häfen, die ausgezeichneten Schutz gewähren und teilweise sogar eine so grosse Tiefe haben, dass ein geeigneter Ankergrund nur in den Seitenkanälen des Fjordes gefunden wird. Leider sind sie infolge des Gebundenseins an hohe Breitengrade nur zum geringsten Bruchteile für die Schiffahrt auszunutzen.

Als Thalmuldenhäfen bezeichnet man eine Gruppe von Häfen, die nach Shaler bei Faltung der Gebirgsschichten parallel zur Küste entstehen können, wenn die hierdurch entstandenen Thäler so tief liegen, dass das Meer in sie eindringen kann. Sie haben keine grosse Bedeutung.

Eine weitere Hafengruppe verdankt der Ablagerung von glazialen Moränen ihre Entstehung (Long Island). Diese Häfen sind aber zumeist nicht sehr tief, den Tiden ausgesetzt und versanden leicht infolge der lockern Beschaffenheit des Moränenmateriales.

Lagunenhäfen finden sich an flachen, sandigen Küsten mit starkem Wellenschlage. Infolge des letztern und durch Auftürmen der Sandmassen durch den Wind bilden sich lange niedrige, sandige Landzungen oder Nehrungen und Inseln, hinter welchen sich flache Strandseen, sogenannte Lagunen, ausbreiten, die von der Schiffahrt unter Umständen als Häfen benutzt werden. Diese Art Häfen sind namentlich für die Ostküste der Ver. Staaten charakteristisch (von Maine bis Florida). Der Wind verweht häufig diese Lagunen mit Sand oder schüttet deren Verbindungskanal nach dem Meere zu, wenn ihn nicht das Wasser der Flüsse, welche in die Lagunen münden, offen hält oder sich an einer andern Stelle einen Weg nach dem Meere bahnt. Die Tidenströmungen haben das Bestreben, einen derartigen leicht erodierbaren Kanal stetig zu vertiefen und zu vergrössern. Häufig verschiebt sich der Verbindungskanal infolge eines vorherrschenden Windes stetig nach einer Richtung.

Durch den Küstenstrom bauen sich öfters sogen. Haken auf, schmale gekrümmte Nehrungen, hinter welchen sich manchmal ganz guter Ankergrund findet, eine weitere Gruppe von Häfen bildend (Hakenhäfen), z. B. Provincetown Harbor.

Kraterhäfen, d. h. Baien im Krater eines unthätigen Vulkanes, bilden häufig ein sehr geschütztes, tiefes Hafenbassin, liegen aber nur wenig an grössern Handelsstrassen. Sie finden sich in Nordamerika überhaupt nicht.

Die letzte Gruppe bilden die Korallenriffhäfen, unterschieden von Shaler in Atollehäfen und Barrièreriffhäfen. Die erstern haben im allgemeinen geringe Bedeutung, da der Landstreifen, welcher die Lagune umgiebt, in der Regel zu schwach ist, um genügenden Schutz zu gewähren und eine menschliche Ansiedlung zu gestatten. Die Barrièreriffhäfen hält Shaler für bessere Ankerplätze, besonders wenn das Barrièreriff nicht zu weit vom Lande entfernt ist.

Shaler geht sodann auf die geologischen Vorgänge ein, durch welche der Charakter einer Küste und hiermit auch die Häfen ver-

ändert werden, und führt vornehmlich vier Ursachen an: 1. Den Detritus, welcher durch die Flüsse der Küste zugeführt wird, bei der Vermischung des Süsswassers mit dem Salzwasser zu Boden sinkt und Untiefen, Nehrungen und Deltabildungen zeitigt. 2. Die Brandung der Meereswogen, durch welche die Küste zerstört und der festeste Fels zu Geröll, Sand und Schlamm verarbeitet wird, die dann unter dem Einflusse vorherrschender Windrichtungen in Buchten getrieben werden und dieselben versanden; die Brandung ist der Hauptfeind der allermeisten Häfen. 3. Die Wirkung der Tiden ist eine vorwiegend günstige, da sie der Wirkung der Brandung, der Versandung der Häfen, entgegenarbeitet, indem sie den Sand und Detritus aus den Buchten ausspült und in die See mitnimmt. Diese günstige Wirkung der Tiden kommt dadurch zu Stande, dass die rückfliessende Welle, welche an und für sich dieselbe Energie wie die Flutwelle besitzt, bei dem Transporte der Sedimentteile durch den Abfall des Strandes nach dem Meere zu unterstützt wird. Nachteilig wirken die Tiden durch Barrenbildung infolge der Abnahme der Kraft des Tidenstromes nach dem Meere zu, so dass er die mitgenommenen Sedimente nicht mehr weiter zu führen vermag. Je schwächer der Tidenstrom ist, desto verderblicher ist diese Neigung zur Barrenbildung, weshalb das Bestreben der Hafeningenieure dahin geht, die Wirkung der Tiden möglichst zu verstärken. 4. Als letzte der Ursachen, welche umgestaltend auf die Häfen einwirken, führt Shaler die Wucherung organischer Wesen an, und zwar kommen hierfür weniger tierische Organismen in Betracht als pflanzliche; unter den letzteren namentlich verschiedene Seegräser und die Mangroven.

Sodann bespricht Shaler die einzelnen Häfen Nordamerikas, indem er an der ganzen hafenreichen atlantischen und an der hafenarmen pazifischen Küste entlang geht und schliesslich kurz die Häfen an den grossen Seen und in den Flüssen behandelt.

9. Quellen und Höhlen.

Der angebliche Zusammenhang des Gollinger-Falles mit dem Königssee, welch' letzterer 22 *m* höher liegt, ist schon früher bestritten worden. Um volle Klarheit zu erlangen, wurden durch die Sektion des D. u. Ö. A.-V. Buchksgaden auf Ersuchen der Sektion Höchst a. Main am 28. Mai 1896 um 7^{h} früh an zwei Stellen (Nasser Palfen und Kuchlerloch), von welchen besonders die Sage geht, dass durch dasselbe der Zusammenhang mit dem Gollinger-Wasserfall stattfinde, zehn Kilo Fluoreszeïn in den See geschüttet. Am 30. Mai konnte in Golling noch immer nicht die Anwesenheit von Floureszeïn nachgewiesen werden, wodurch unzweifelhaft sich ergiebt, dass zwischen dem Königssee und dem Gollinger-Fall keine Verbindung besteht.

Die Tropfsteinhöhle zu Velburg in der Oberpfalz. Im Jahre 1894 wurde diese Höhle entdeckt, und sie ist bald darauf von M. Schlosser durchforscht worden[1]). Was die topographischen Verhältnisse der neuen Höhle betrifft, so befindet sie sich am Südabhange des nördlich von St. Coloman, $^1/_2$ Stunde von Velburg, gelegenen Höhenzuges und streicht ungefähr in der Richtung von West nach Ost. Ihre Länge beträgt wenigstens 400—500 *m*, doch war ihr wirkliches Ende gegen Osten zur Zeit der Anwesenheit des Verfassers noch nicht vollkommen sicher ermittelt. Die tiefer gelegenen Kammern zeichnen sich durch den Reichtum an herrlichen Tropfsteingebilden aus, dürften aber wohl zeitweilig zum Teile unter Wasser stehen. Die grössern und höher gelegenen Kammern entbehren zwar jenes Schmuckes, sind aber dafür für uns um so wichtiger, als sie eine nicht unbeträchtliche Anzahl von Tier- und Menschenresten geliefert haben. Der Boden dieser grössern Kammern ist mit Steinblöcken übersät, an der Decke zeigen sich Anfänge von Tropfsteinbildung in Gestalt kurzer wassererfüllter Röhrchen von Bleistiftdicke, auch sind die Knochen häufig mit einer mehr oder minder dicken Sinterhülle überzogen.

Anfangs war der Zutritt zu der Höhle nur durch einen einzigen Schacht ermöglicht, später aber stellte sich heraus, dass noch mehrere Eingänge vorhanden sein müssten, und war man zur Zeit der Anwesenheit Schlosser's damit beschäftigt, den zweiten Eingang für die Besucher benutzbar zu machen. Er mündet in den grössten Raum der Höhle und ist auch insofern wichtig, als durch ihn ein grosser Teil der Tierknochen, sowie alle Reste und Artefakte des Menschen in die Höhle gelangt sind.

Der dritte Eingang befindet sich in nächster Nähe des zweiten, hat aber keine Bedeutung, denn ausser Felstrümmern ist durch ihn sicher nichts weiter in die Höhle gekommen. Auch hat es fast den Anschein, als ob dieser Schlupf erst in späterer Zeit, und zwar durch Menschenhand verrammelt worden wäre, um den die Höhle bewohnenden Füchsen und andern Raubtieren den Ausgang zu verwehren. Der vierte Ausgang ist nahe dem östlichen Ende der Höhle. Er wird offenbar noch jetzt von Füchsen und Mardern benutzt, denn in seiner Nähe befinden sich Knochen von frisch erbeuteten Tieren, darunter auch von zahmem Geflügel, Knochen und Kiefer von vorwiegend jungen Füchsen und überdies sogar frische Losung. Durch diesen Schlupf ist eine grössere Masse von Löss herabgefallen, in dem Verfasser jedoch keine Tierreste entdecken konnte.

Was nun die Tierknochen selbst betrifft, so sind sie nicht nur auf verschiedene Weise in die Höhle gekommen, sie gehören vielmehr sicher auch verschiedenen Perioden an. Die ältesten sind selbstverständlich die Überreste des Höhlenbären. Sie finden sich,

[1]) Neues Jahrbuch f. Mineralogie u. s. w. 1896. 1. 3. p. 187 u. ff.

auf den Felsbrocken liegend, zwischen dem ersten und zweiten Eingange. Es stammen diese Reste von Individuen, welche die Höhle selbst bewohnt haben. Ihre Zahl ist indessen ziemlich gering, denn bis jetzt wurden erst wenige Extremitätenknochen und Wirbel aufgelesen.

Die meisten Knochen stammen von Haustieren, vorwiegend von Schwein und Rind, seltener von Schaf und Pferd. Sie sind durch den erwähnten zweiten Eingang in die Höhle gelangt. Dem Erhaltungszustande nach hat es fast den Anschein, als ob auch sie zwei verschiedenen Perioden angehörten. Ein Teil stammt vermutlich bereits aus der Zeit des prähistorischen Menschen, von dem auch Artefakte — Bronzespirale und Bronzenadel — sowie zahlreiche Holzkohlen zusammen mit Tierknochen gefunden wurden. Der grössere Teil aber dürfte wohl erst der historischen Zeit angehören, und hat die Vermutung des Entdeckers der Höhle, dass etwa bei einer Seuche die gefallenen Tiere in die Höhle geworfen worden wären, in der That viele Wahrscheinlichkeit für sich. Dagegen glaubt Schlosser das Vorkommen der Tierknochen aus früherer Zeit, sowie das Vorkommen der Artefacte und Holzkohlen darauf zurückführen zu dürfen, dass vor der Höhle eine prähistorische Station bestand, deren Abfälle infolge einer Senkung des Bodens in die Höhle gestürzt sind. Für eine solche Senkung spricht auch wirklich der Umstand, dass in dem unmittelbar an diesen Eingang grenzenden Teile der Höhle, dem »Erlhain«, nach einem der ersten Erforscher der Höhle benannt, die mehr als fussdicken Stalaktiten fast sämtlich in gleicher Höhe abgebrochen, die ihnen entsprechenden Stalagmiten aber umgefallen und zum Teil durch Felsbrocken verdeckt sind. Überdies zeigen auch die Felswände, sowie der Höhlenboden mehrfach Verwerfungen, und ist sogar aus beiden Erscheinungen noch der ungefähre Betrag zu ermitteln — 2 *m* —, um welchen sich der Boden gesenkt hat. Bei diesem Vorgange musste auch die ihrer Stütze beraubte, vor der Höhle befindliche Kulturschicht in die Tiefe stürzen. Nachträglich wurden dann noch durch die in der Höhle angesammelten Tropfwasser die leichtern Knochen, insbesondere aber die Holzkohlen nach den tiefern Teilen der Höhle verschwemmt und hier in eine dicke, aber durchscheinende Tropfsteinkruste eingehüllt.

Die Ochoser Höhle in Mähren, schildert R. Trampler[1]). Sie liegt in der Nähe von Brünn, beim Dorfe Ochos am südlichen Abhange eines felsigen, üppig bewachsenen Thales. Ihre grösste Länge beträgt in gerader Linie nur 355 *m*, mit den drei Nebenstrecken dagegen 688 *m*. In bezug auf die Tropfsteinbildungen, welche sie enthält, ist sie die interessanteste der Mährischen Höhlen. Die Sinterbildung scheint in ihr besonders rasch vor sich zu gehen, da ein Pfahl nach

[1]) Umlauft's Dtsche. Rundschau f. Geographie. 18 Heft 10. p. 450 u. ff.

18 Jahren bereits mit einer 3 *mm* dicken Sinterkruste umgeben war. Diese Höhle bildet einen Teil des unterirdischen Bettes des Hostienitzer Baches, der 10 *m* unterhalb des gleichnamigen Dorfes sich in die Höhle stürzt und bei starker Wasserführung, im Sommer nach plötzlichem Gewitterregen den Zugang zu derselben unmöglich macht.

Höhlen auf Borneo[1]. Nach einem Berichte von Everett hat M. A. Hart im Gebiete von Sarawak nicht weniger als 32 Höhlen untersucht. Zwei derselben liegen im Berge Sobis am Niah-Flusse, die übrigen in Ober-Sarawak und finden sich im Kalkgebirge. Unter einer Erdschicht, mit Kohlen, faulendem Holze, Bambu, modernen Topfscherben, frischen Knochen und Süsswassermuscheln — also den Spuren von Dajaks, die in jüngster Zeit in den Höhlen vorübergehend gehaust — fand Hart ein Lager von Thon, gemischt mit kohlensaurem Kalk und durchsetzt von Resten jetzt lebender Landschnecken, zerbrochenen Knochen kleiner Nager und grossen eckigen und stumpfwinkligen Kalkstücken. Darunter liegt eine Schicht aus Flussschlamm, gemischt mit Fledermaus-Guano, vielen abgerundeten Kalkstücken und abgerundeten und unbestimmbaren Knochenresten von Säugetieren, Schildkröten und Fischen. Die untere Schicht endlich besteht aus einem gelben, mehr oder weniger harten Thon, in dem sich Schalen von Landschnecken, Knochen und Zähne vom Schwein u. s. w. finden. Spuren der Anwesenheit des Menschen wurden in elf Höhlen gefunden. Solche Spuren finden sich in den Kiesen, im Flussschlamm und in der Oberflächenschicht. Am linken Ufer des Siniawan-Flusses wurde eine Steinaxt neolithischer Form gefunden. In einer Höhle fand Hart unter einer 2 *m* dicken Schlammschicht zerbrochene und abgerollte Topfscherben, einen Stein, der Spuren der Bearbeitung zeigte, gebrannte Knochen, See- und Süsswassermuscheln, von denen einige auch Spuren der Einwirkung von Feuer zeigten, einen an der Basis durchbohrten Tigerzahn und einige Quarzstücke. In Ahup lagen viele zerbrochene Menschenknochen in der Erdschicht, mit zerbrochenen Scherben aller möglichen Gefässformen vermischt. Die Knochen gehören Individuen jeden Alters an und waren ganz ausser Zusammenhang. Die Topfscherben zeigten zum Teil Glasur und Bemalung. Hart fand auch Brustschmuck und Armringe aus einem bläulichschwarzen, sehr harten Glase, wie sie ähnlich auch jetzt noch im Besitz von Dajaks in Ahub gefunden werden, deren Herkunft aber niemand kennt. Auch Eisenstückchen, bearbeitetes Gold und Kohlenstückchen fanden sich, woraus hervorzugehen scheint, dass dem Funde ein sehr hohes Alter beizumessen ist.

Die Bodenfeuchtigkeit zu Elisawetgrad (Russland). In den Jahren 1889—1893 sind daselbst hierüber Beobachtungen an-

[1] Globus 1896. p. 328.

gestellt worden, welche M. Bliznine diskutiert hat[1]). Die vom Boden aufgenommene Quantität der atmosphärischen Niederschläge ist erheblich geringer wie diejenige, welche der Regenmesser als gefallen anzeigt. In der kalten Jahreszeit, wenn der Boden gefroren ist, dringt beim Schmelzen das Wasser nur ganz unerheblich in denselben ein. Die Bodenfläche von 50 *cm* Dicke enthielt 48.2 % der aufgenommenen Regenmenge, diejenige von 50—100 *cm* Dicke 21.6 %, diejenige von 100—150 *cm* 24.2 %, so dass die gesamte Feuchtigkeit sich innerhalb einer Schicht von 150 *cm* Dicke vorfindet. Das Maximum der Feuchtigkeit findet sich in der Schicht von 0 bis 10 *cm* Tiefe.

Die Grundwasserverhältnisse der Po-Ebene schilderte Augusto Stella[1]). »Tausende von Bohrlöchern, die das grosse norditalienische Becken von wenigen bis auf mehrere hundert Meter tief erforscht haben, beweisen, dass diese ganzen Schwemmgebilde mit Wasser gesättigt sind. Die grosse Wassermasse wird oben von einer welligen Oberfläche begrenzt, die, mehr oder weniger von der topographischen Oberfläche abweichend, das Gleichgewicht zwischen Zuflüssen und Abflüssen in jedem Punkte beizubehalten strebt. Da aber bei den Zuflüssen die infiltrierenden Meteorwasser und noch andere Infiltrationen (Bewässerungs-, Stromwasser u. s. w.), bei den Abflüssen nicht nur die oberirdischen und unterirdischen natürlichen, sondern auch künstliche Verluste (artesische Quellen, Brunnen u. s. w.) mitwirken, so kann man schon aus der Unregelmässigkeit beider Faktoren sich überzeugen, dass — wenn auch das ganze Becken mit gleichmässig beschaffenen, gleich durchlässigen Materialien erfüllt wäre — die grosse Grundwassermasse sich ungefähr unter denselben Verhältnissen befinden dürfte, wie ein Seebecken mit wellenförmigem Wasserspiegel und mit oberflächlichen und unterseeischen Wasserströmungen.

Das Ausfüllungsmaterial des Beckens dagegen ist je nach den verschiedenen Punkten verschieden, und zwar geschieht die Änderung in der Weise, dass die erwähnten Wasserströmungen noch eine gewisse Anordnung bekommen, so dass man fast von einer unterirdischen, der oberirdischen vergleichbaren Hydrographie reden kann.

Es sind nämlich, wie die geognostische Erforschung lehrt, drei Hauptrichtungen zu unterscheiden, nach welchen diese Änderung geschieht: eine longitudinale in der Richtung der alpinen und apenninischen Flüsse; eine transversale quer darüber; eine vertikale von oben nach unten. Die longitudinale Änderung bewirkt ein Feinerwerden der Materialien und dementsprechend ein Aufsteigen des Grundwasserspiegels in einer Zone der sog. »Fontanelli«. Der transversalen Änderung entsprechen alternierend wasserreiche und

[1]) Travaux du Réseau météor. du Sud-Ouest de la Russie, 10 ans d'existence par A. Klossovsky Odessa 1896.

wasserarme Parallelzonen, ungefähr in den Richtungen der Flüsse. Der vertikalen Änderung, die einen lokalen Wechsel von mehr oder weniger durchlässigen Materialien bewirkt, entsprechen die lokalverschiedenen Wasserhorizonte, die unter verschiedenem Druck stehen und nicht selten auch bis zur Oberfläche kommen.«

Die intermittierende Mineralquelle zu Hönningen a. Rhein. Daselbst ist im Februar 1896 (etwa 100 *m* von der vor einigen Jahren erbohrten, dann aber infolge von Zusammenstürzen im Bohrloche wieder eingegangenen »Hohenzollernquelle«) ein mächtiger Strudel zutage gefördert worden. Derselbe hat den Namen Hubertusquelle erhalten. Da die Quelle bis heute noch springt, kann man annehmen, dass sie einem Gebiete entstammt, welches unausgesetzt Zufluss erhält, dass also der Fortbestand der Quelle gesichert sei. Von der frühern Quelle unterscheidet sich die Hubertusquelle zunächst dadurch, dass sie nicht ununterbrochen springt, sondern Pausen von $^1/_4$ bis $^3/_4$ Minuten macht. Nach einer solchen Pause vernimmt man zunächst aus dem siebenzölligen Rohre, das 60 *m* tief in die Erde eingesenkt ist, ein dumpfes Brodeln und Brausen, alsdann taucht eine einen Fuss hohe Wassersäule auf, verschwindet, um im nächsten Augenblicke durch eine höhere abgelöst zu werden, auch diese verschwindet wieder, aber im folgenden Augenblick erhebt sich unter lautem Zischen und Brausen bis zu 13 *m* Höhe eine Wassersäule, die mit unglaublicher Wucht und Schnelligkeit emporgeworfen wird und einen mächtigen Strom zutage fördert. Im Niederfallen nimmt das Wasser die Gestalt einer dampfenden, schäumenden Pyramide an, die einen grossartigen Anblick gewährt. In ganz Deutschland steht diesem nichts Ähnliches zur Seite. Der Auftrieb dauert $1^1/_2$ bis 2 Minuten, dann sinkt die Wassersäule in zwei bis drei mächtigen Stürzen in die Tiefe, um nach der bezeichneten Pause dasselbe Spiel wieder zu beginnen. Die Eigenart des Aufsteigens hängt mit der ungemeinen Fülle der Kohlensäure zusammen, die das Wasser in sich birgt. Sie entströmt in solcher Masse, dass man in den Ruhepausen mit blossem Auge die Bewegungen des Gases über dem Rohre deutlich wahrnehmen kann. Die Kohlensäure treibt das Wasser mit reissender Schnelligkeit in die Höhe; der mechanische Aufstieg der Quelle hat natürlich eine minder beschleunigte Bahn, so wird von dem Punkte an, wo die Kohlensäure explodiert, eine Wassersäule von dem kontinuierlichen Strome losgerissen, und es dauert eine Zeitlang, bis dieser wieder durch die von neuem sich entwickelnde Kohlensäure gefasst und teilweise emporgeschleudert wird. Während dessen tritt die vorhin bezeichnete Pause ein. Die Quelle wurde in ihrer heutigen Stärke bei einer Tiefe von 150 *m* erbohrt. Nach vorläufigen Messungen hat das Wasser in jener Tiefe eine Wärme von 38° C., an der Erdoberfläche eine Wärme

---

[1]) Ztschft. f. prakt. Geologie. 1896. p. 221.

von 30° C., also ähnliche Wärmeverhältnisse, wie der grosse Sprudel in Neuenahr.

Nach einer vorläufigen Analyse von Fresenius ist der Hubertussprudel als eine Heilquelle von erheblicher Bedeutung zu bezeichnen. Diese ist an allen Bestandteilen etwas reicher als ihre vorläufig verschwundene Nachbarin, hat aber gleich dieser die meiste Ähnlichkeit mit den Emser Quellen. Dagegen ist sie in ihren Gesamtbestandteilen von dem Neuenahrer Sprudel wesentlich verschieden, wenn sie auch in Einzelbestandteilen Ähnlichkeit mit ihnen hat. Die Hauptbestandteile sind doppelkohlensaures Natrium, Chlornatrium und Magnesia, in letzterm übertrifft sie sowohl die Emser als auch die Neuenahrer Quellen ganz bedeutend. In ansehnlichen Mengen enthält die Quelle ferner kohlensauren Kalk, schwefelsaures Natrium und Kalium, dazu noch eine Reihe anderer Bestandteile, über welche die zu erwartende genauere Analyse von Fresenius Aufklärung bringen wird. Als feststehende Thatsache aber kann heute schon bezeichnet werden, dass die Hubertusquelle eine alkalisch-muriatische Therme ist.

Die Bitterwasserquellen bei Kobylitz im östlichen Böhmen behandelt Dr. Jaroslav J. Jahn[1]) auf Grund seiner Aufnahmearbeiten. Sämtliche Brunnen in dem genannten Dorfe liefern ein Wasser von bitterlichsalzigem Geschmack, welches ausserdem die sonderbare Eigenschaft hat, dass es in offenen Brunnen tintenschwarz wird. Im Dorfe selbst, sowie auch in dessen Umgegend effloreszieren auf der Oberfläche des thonigen Bodens Salze, die mitunter sichtbare weise Krusten bilden.

Das Wasser ist klar, ungefärbt und enthält freie Kohlensäure, die beim Schütteln entweicht. Nach der von Prof. Dr. Jos. Lerch vorgenommenen Analyse enthält dasselbe in 1 Liter:

	Gramm
Schwefelsäure	7.7760
Chlor	0.2625
Kalk	0.6104
Magnesia	1.4884
Eisenoxydul	0 0077
Manganoxydul	0.0001
Bas. phosphorsaure Thonerde	0.0035
Kieselsäure	0.0800
Kali	0.1165
Natron	3.6634
Kohlensäure	1.0770

Daraus ergiebt sich ein Gehalt an 7.5300 Na_2SO_4 und 4.4436 $MgSO_4$, der einem ausgesprochenen, purgierenden Bitterwasser entspricht.

Eine unangenehme Eigenschaft des Wassers besteht darin, dass es organische Substanzen (Pflanzenfädchen u. ähnl.) enthält, durch

[1]) Verhdlg. d. k. k. geolog. Reichsanstalt 1896. Nr. 5. p. 174.

deren Zersetzung sich H_2S entwickelt, der das Wasser, nachdem es einige Monate in geschlossenen Flaschen aufbewahrt wurde, ungeniessbar macht.

»Der Bildungsprozess dieses eigentümlichen Wassers ist auf den in den Priesener Plänermergeln und Mergelthonen, aus denen die Kobylitzer Quellen entspringen, so häufig vorkommenden Schwefelkies zurückzuführen, der sich sehr leicht oxydiert und neben Eisenoxyden Schwefelsäure liefert, die sich sogleich mit den vorhandenen Basen verbindet. Es ist bekannt, dass die Kieskonkretionen in den Priesener Schichten mitunter in Drusen von Gipskrystallen verwandelt erscheinen. Der schwefelsaure Kalk wird durch das atmosphärische Wasser aufgelöst, und seine Lösung setzt sich mit dem immer, wenn auch mitunter nur spurweise vorhandenen Magnesiumcarbonat des Plänermergels in Magnesiumsulfat und Kalikumcarbonat um; ersteres bleibt gelöst, und letzteres scheidet sich in unlöslicher Form aus. Eine analoge Umsetzung findet zwischen dem gelösten Gips und etwa vorhandenem Natronsilikat statt und liefert das in solchen Wässern meist mit vorkommende, ja selbst wie hier vorherrschende Glaubersalz. Die böhmischen Bitterwässer (Saidschitz, Sedlitz, Püllna) entspringen aus Mergeln, die verwitterte vulkanische Gesteine enthalten und also Magnesia- und Natronsilikat führen, die durch Gips eine gegenseitige Zersetzung erleiden. Auch das Vorkommen von Bitterwasser in Lukovna, östlich von dem Eruptivgesteine des Kunětitzer Berges, ist leicht erklärlich, da jenes Gestein das zur Bildung des Glaubersalzes erforderliche Natrium in mehr als hinreichender Menge liefert. An andern Orten wird das Natrium von verwittertem Glimmerschiefer oder Thonschiefer geliefert, wie die Auswitterungen an der Belvedere-Lehne in Prag beweisen.

Alle diese Fälle treffen bei dem vorliegenden Wasser nicht zu, und solche Gesteine sind in dortiger Gegend — insofern wir ihre geologischen Verhältnisse kennen — auch nicht in erreichbarer Tiefe zu vermuten. Ausserdem bieten die tektonischen Verhältnisse der dortigen Gegend gar keine Veranlassung, einen tief reichenden Bruch anzunehmen, ebenfalls ist es nicht zulässig, die Kobylitzer Bitterwasserquellen mit den weiter im Norden befindlichen natronhaltigen ältern und eruptiven Gesteinen in Verbindung zu bringen.

Aber der Natriumgehalt lässt sich ohne besondere Schwierigkeit aus dem Plänermergel selbst ableiten. Er ist in demselben vielleicht seiner Geringfügigkeit halber noch nicht konstatiert worden, aber doch recht wohl annehmbar, weil in dem aus dem Mergel entspringenden Wasser enthalten. Verfasser weist auch auf den Umstand hin, dass das in der Tiefe von 280 *m* in Holitz aus Kreideschichten erbohrte Wasser eine relativ nicht unbeträchtliche Menge von Natriumchlorid enthielt und also dadurch auch dort die Natriumhältigkeit der Kreideschichten erwiesen zu sein scheint. Natriumchlorid kann also gewiss in minimalen Mengen auch in den Kobylitzer Plänerschichten enthalten sein, da es notorisch in dem Kobylitzer Wasser

vorkommt, und hätte alsdann durch gegenseitige Zersetzung mit Gips oder Bittersalz das vorhandene Glaubersalz geliefert. Es ist sonach keine zwingende Veranlassung vorhanden, den Natriumgehalt des Wassers ungewöhnlichen Einflüssen zuzuschreiben und Schwierigkeiten in der Erklärung anzunehmen.«

Die Tropfquelle bei Knaresborough auf Yorkshire ist seit alters als sogenannte inkrustierende Quelle bekannt. Nach den Untersuchungen von B. A. Burrel[1]) enthält sie in der Gallone 162.435 Grain feste Bestandteile und darunter 114.37 Grain $Ca\,SO_4$, 25.48 Grain $Ca\,CO_3$ und 17 Grain $Mg\,SO_4$.

Die Pechquellen von Keri auf Zante sind von Prof. K. Mitzopulos besprochen worden[2]). Diese Quellen, welche seit zwei Jahrtausenden Pech zu Tage fördern, befinden sich in einem Senkungsfelde, dessen Boden aus pliocänen und rezenten Ablagerungen besteht. Am Südrande dieses sumpfigen Feldes, fast dicht am Olivenwalde und einige Minuten vom Meere entfernt, liegen zwei Pechbrunnen, aus welchen frisches (14° C.) und schmackhaftes Wasser hervorquillt. Aus ihrem Boden (0.40 bis 0.47 *m* tief) steigen Blasen auf, die dann zerplatzen und auf der Oberfläche eine irisierende Schicht von Petroleum ausbreiten und zugleich auf dem Grunde Erdpech hinterlassen, welches man mit einem Gesträuche herausheben und dann anzünden kann. Deshalb besteht die ganze Umgegend der Quellen bis an die naheliegende Mauer des Olivenwaldes aus einer Schicht von schmutzigem und festem Pech. Das ist aber nicht der einzige Ort von Zante, wo solche Kohlenwasserstoffe zu Tage kommen, man findet sie auch auf dem Boden der anliegenden Bucht bis nach Laganas und weiter, wo nach Aussage der Fischer sehr oft Pech und Petroleum auf der Meeresoberfläche schwimmend gesehen und am Geruche erkannt wurden.

Am 13./25. Januar 1895 fand eine starke Eruption der Pechquellen statt, und dem Verfasser wurden Auswürflinge gesandt, welche offenbar aus Bimssteingeröll bestanden. Nach dem Berichte von De Viasi fand die Eruption der Pechquellen auf folgende Weise statt: Am 13./25. Januar 1895 um 8 Uhr abends hörten die Einwohner der Gegend von Keri ein starkes Getöse, als wenn es in der Ferne donnere, und zugleich sahen sie eine gelbliche Flamme, die mit Gewalt aus dem grossen Pechbrunnen herausströmte. Die Bauern, die dort ihr Trinkwasser holen, hatten vor der Eruption bemerkt, dass die Oberfläche des Wassers mit viel Pech bedeckt war, so dass es ihnen unmöglich war, Wasser zu schöpfen. Am nächsten Tage war das Wasser ganz klar und rein von Pech, nur trug es auf der Oberfläche die irisierende

[1]) Chem. News. **73**. p. 196.
[2]) Petermann's Mitteilungen. 1896. p. 156.

Schicht des Petroleums. Bei der Eruption wurde das Pech mit solcher Gewalt ausgepresst, dass nicht nur die Umgegend der Quellen und die anliegende Mauerruine, sondern auch die Gipfel mancher hohen Bäume in einer Entfernung von 50 *m* mit Pech bespritzt wurden.

Ob die Temperatur des Wassers eine Änderung erlitten hat, konnte De Viasi nicht beurteilen, da er kein gutes Thermometer bei sich hatte, er fand es aber beim Trinken wärmer und nicht so frisch wie früher. Der grosse Brunnen gab am 20. Juli weniger Wasser und fast kein Pech; dem andern entquillt aber viel Wasser und Pech, was auf eine Änderung der Wasseradern hinweist. Auch die Tiefe fand er etwas grösser, 0.49 und 0.69 *m* (nach Issel's Messung 0.40 und 0.47 *m*), später aber nur 0.42 und 0.50 *m*. Am folgenden Tage fand man am Strande von Laganas zwischen Muria und Ai-Sostis eine grosse Menge von Pech und schwarzen Bimssteingeröllen.

De Viasi fügt in seinem Berichte hinzu, dass noch eine zweite Eruption, und zwar eine submarine, stattgefunden habe. Ein Gutsbesitzer, dessen Weinberg bis an den Strand von Laganas reicht, versicherte, dass seine Arbeiter gesehen haben, wie am 6. Februar eine Wasser- oder Dampfsäule aus dem Meere zwischen Marathonisi und Keri plötzlich mit Gewalt zu grosser Höhe aufstieg, welche das stille Meer in Wellenbewegungen versetzte. Nächsten Tag fand er am Strande von Laganas eine grosse Menge von schwarzen Bimssteingeröllen. Daraus ersieht man, dass auch auf dem dortigen Meeresgrunde Pechquellen existieren, und die Erzählung in der Chronik von Barbiani wahr ist.

»Nach diesen Thatsachen«, bemerkt der Verfasser, »bleibt kein Zweifel übrig, dass die Stelle, wo das Pech von Keri erzeugt wird, tiefer liegt als die Schicht der Bimssteingerölle, welche wahrscheinlich von einem vulkanischen Herde herstammen, der dort oder in der Nähe sich befindet. Um den Ursprung dieser jungvulkanischen Gesteine zu erklären, muss man annehmen, dass nicht nur das Senkungsfeld von Keri, sondern auch die ganze elliptische Bucht von Keri bis Kap Gèraka (8 *km* Länge und 5 bis 6 *km* Breite) ein von Tertiärgesteinen begrabener vulkanischer Krater ist, welcher in der Tertiärzeit, als Zante noch nicht vom Peloponnes getrennt war, thätig war und subatmosphärische Gesteine ausgeschleudert hat. Solche Bimssteingerölle findet man in Deutschland um die erloschenen Krater des Laacher Sees, ferner bei Marburg und Giessen, sowie im Westerwald etc. Mit einer solchen Annahme lässt sich sehr leicht die Bildung aller Senkungsfelder von Zante erklären. Die periodische Umschmelzung der lockern und porösen Bimssteingerölle durch die Erdwärme und der enorme Druck der aufgelagerten Tertiärschichten können vielleicht ein langsames Einsinken hervorbringen. Folglich müssen wir den Zantioten, obwohl sie bis jetzt keinen wissenschaftlichen Grund hatten, recht geben, wenn sie, wie Prof. Partsch

sagt, ganz von der Überzeugung durchdrungen sind, dass ihre Naphtaquellen ein Merkzeichen der vulkanischen Natur ihrer Insel seien. Nur ist es nicht richtig, dass diese Quellen in ursächlicher Beziehung zu den tektonischen Erdbeben stehen, die fortwährend die Insel bewegen.«

Die neuen heissen Quellen von Aedipsos und Gialtra, welche beim Lokrischen Erdbeben 1894 auf Euböa entstanden sind. wurden im Auftrage der griechischen Regierung von Prof. A. K, Dambergis untersucht[1]). Sie erschienen nach dem zweiten Hauptstosse am 27. April 1894, nachdem man in den Bädern von Aedipsos ein unterirdisches, vom Meere herkommendes Geräusch vernommen und anderes Getöse wie Kanonenschüsse erfolgt war. Im ganzen brachen mehr als 100 neue Quellen auf. Einige erschienen mit Temperaturen von 50 bis 73° C, andere haben 82° C. kochen fortwährend und verbreiten Wasserdämpfe, die aus der Ferne sichtbar sind. Die alte grosse Quelle von Hagii Anargyri hat sich wenige Tage vor dem Erdbeben 12 Meter weiter von ihrer ursprünglichen Mündung verlegt; nach dem zweiten Hauptstosse wurde ihr Wasserquantum vermindert, dagegen wurde ihre Temperatur von 77° auf 81° C. gesteigert.

Bei den Bädern von Sylla sind ärmliche Quellen mit 77° C. aus alten Kratern erschienen. Hierneben entwickeln sich reichliche Wasserdämpfe aus einem alten Quellenkrater und lassen sich öfters Getöse hören, die von einer grosssn Menge darunter befindlichen kochenden Wassers herrühren. Die Temperatur dieser Wasserdämpfe beträgt 69° C. Vor den Bädern von Sylla sind aus alten, ganz ausgetrockneten Kratern neue heisse Quellen von einer Temperatur von 78° C. erschienen und neben der Strasse, die vom Badeorte zum Dorfe von Aedipsos führt, sind auch welche aus mehreren Rissen der daneben befindlichen Felsen herausgekommen, die eine Temperatur von 58.5° C. besitzen.

Die Gruppe der alten Quellen hart am Ufer, welche auch aus der Ferne dem vorbeifahrenden Schiffer sichtbar ist, blieb sowohl der Temperatur, als auch dem Wasserquantum nach unveränderlich. In einer Entfernung von 150 *m* von hier sind am Ufer, durch das Erdbeben hervorgerufen, Felsstürze erfolgt von einem Rauminhalte von etwa 20 Kubikmeter.

Die chemische Untersuchung ergab, dass die neuen heissen Quellen von Aedipsos und Gialtra von derselben Natur wie die alten Quellen von Aedipsos sind, und dass dieselben den starken heissen Soolquellen einzureihen sind, welche neben minimalen, nur in einer Quelle bestimmbaren Mengen von Schwefelwasserstoff, viel Kohlensäure enthalten. Die Heilkraft dieser neuen Quellen wird ohne Zweifel gleich derjenigen der alten Quellen sein, die mit Recht als Thaumaturg bezeichnet wurden.

---

[1]) Tschermaks mineral. Mitt. **15**. p. 385 u. ff.

Die Bildung der Kohlensäurequellen behandelt Prof. Dr. W. Gintl[1]). »Die Frage, wie die natürlichen Kohlensäurequellen entstehen, pflegt gemeiniglich dahin beantwortet zu werden, dass sie ein Produkt der in tiefern Erdschichten sich vollziehenden Sättigung von Wasser mit Kohlensäuregas sind, dessen Gegenwart das Wasser die Fähigkeit verdankt, die verschiedensten Mineralien gleich einer schwachen Säure anzugreifen und die auf solche Weise gebildeten löslichen kohlensauren Salze aufzunehmen.

Fragt man, woher das Kohlensäuregas stammt, so ist die Antwort allerdings nicht so einfach, obwohl ziemlich allgemein angenommen zu werden pflegt, dass sich Anhäufungen von Kohlensäure im Zustande der Verdichtung an verschiedenen Punkten des Erdinnern finden, von welchen aus die Sättigung eindringender Wässer mit diesem Gase veranlasst wird, oder dass einer noch fortbestehenden vulkanischen Thätigkeit entstammende Kohlensäure-Exhalationen die Sättigung von Grundwässern mit diesem Gase bewirken.

Bei näherer Betrachtung sind solche Annahmen, denen man auf Seite der Geologen gewöhnlich begegnet, indessen kaum geeignet, eine für alle Fälle ausreichende Erklärung zu bieten.

Denn wenn auch zugegeben werden kann, dass sich da und dort im Erdinnern Hohlräume finden, in welchen sich Kohlensäureanhäufungen in stark verdichtetem Zustande, aus den Zeiten früher verlaufener vulkanischer Thätigkeit erhalten haben, und es anderseits eine bekannte Thatsache ist, dass gewisse Gesteine, zumal die Quarze gewisser Granite und Gneise mikroskopische Einschlüsse von flüssiger Kohlensäure bergen, die bei Erniedrigung des Aussendruckes ihre Hüllen sprengen und in Gasform entweichen, so ist es doch unzweifelhaft, dass solche Kohlensäurevorräte mit dem stetigen Abströmen in kürzerer oder längerer Zeit an Ergiebigkeit abnehmen und allmählich gänzlich versiegen müssten.

Ein unzweideutiger Beleg für die Richtigkeit dieser Argumentation findet sich in dem Verhalten der Kohlensäurequellen, die ihren Ursprung in den Kohlensäureeinschlüssen der Tuffe des Brohlthales haben. Bezüglich dieser unterliegt es keinem Zweifel, dass ihre Speisung lediglich dem Umstande zuzuschreiben ist, dass mit jeder Verletzung des Gesteines, durch Treiben eines Bohrloches oder Teufen eines Schachtes, eine einseitige Verminderung des Druckes, dem die, die Kohlensäureeinschlüsse bergenden Kryställchen unterworfen sind, eintritt, in deren Gefolge das Bersten der Kryställchen und das Entweichen der in denselben verdichteten Kohlensäure steht. Es ist aber auch bekannt, dass in jener Gegend die oft sehr mächtigen Kohlensäure-Exhalationen, welche durch das Niederstossen eines Bohrloches erschlossen werden, allmählich in der Ergiebigkeit zurückgehen, um endlich ganz zu versiegen.

---

[1]) Zeitschr. des allg. österr. Apothekervereins 1896 No 3. Gaea 1896. p. 478 u. ff.

Wo solche Verhältnisse bestehen, und wo seit Menschengedenken solche Quellen unausgesetzt in unveränderter Mächtigkeit fliessen, wird es schwer, an die Provenienz der Kohlensäure aus solchen Vorräten zu glauben. Darum entstand die Hypothese, dass es eine weitere Kohlensäurequelle in der fortbestehenden Wechselwirkung feurig-flüssiger Silikatmassen mit kohlensäurehaltigen Bestandteilen der festen Erdkruste, vielleicht auch in den Reduktionsprozessen bereits gebildeter Oxyde durch Kohlenstoffverbindungen, im Bereiche des sogenannten Magmas, dessen Bestand zwischen der festen Erdkruste und dem noch flüssigen Erdkerne gedacht wird, geben könne, die konstant fliessende Kohlensäureströme liefert.

Allein auch diese Annahme, auf Grund welcher gewöhnlich das Auftreten von Kohlensäure haltenden Quellen als ein Produkt fortwährender vulkanischer Thätigkeit aufgefasst wird, welche das Vorhandensein tiefgreifender, bis an die Magmaschicht reichender Spalten und Klüfte voraussetzt, durch deren Vermittelung die Kohlensäure in höhere Horizonte gelangen muss, vermag kaum zu genügen, das Vorkommen von Kohlensäurequellen an den verschiedensten Punkten der Erdoberfläche zu erklären, deren Formation eine solche Deutung nur unter Zugrundelage ganz willkürlicher, kaum beweisbarer Voraussetzungen zulässt.

Es liegt nahe, sich die Frage vorzulegen, ob es auf unserem Erdkörper nicht Faktoren giebt, welche die Produktion von Kohlensäure im Erdinnern in viel weniger erkünstelter Weise erklären und die Gleichmässigkeit und Nachhaltigkeit des Auftretens von Kohlensäurequellen viel natürlicher erscheinen lassen, als dies bei den vorbesprochenen Annahmen möglich ist. Diese Frage, fährt Verfasser fort, drängt sich um so mehr auf, wenn man berücksichtigt, dass die Mehrheit der Kohlensäurequellen und gerade die bedeutendsten und am längsten bekannten sich an Lokalitäten finden, deren Formation den jüngeren Perioden angehört und die durch ein gleichartiges Formationselement charakterisiert sind, während der vulkanische Boden mit höchst seltenen Ausnahmen Kohlensäurequellen nicht aufzuweisen pflegt und die unmittelbare Nachbarschaft von noch thätigen Vulkanen von solchen fast durchweg frei ist. Man denke an das Vorkommen von Massenanhäufungen organischer Substanzen, welche in den Torf- und Moorlagern, mehr noch aber in den Lagern von Braunkohlen aufgespeichert sind, Reste von bestandenen Vegetationen, die dem unter dem Einflusse der Lufteinwirkung andernfalls sich rasch vollziehenden Zersetzungsprozesse, durch Überlagerung mit den Luftzutritt hemmenden oder ihn gänzlich ausschliessenden Schichten entrückt worden und so in einem ihrer ursprünglichen Zusammensetzung näher stehenden Zustande erhalten geblieben sind. Freilich sind auch diese vor der Zersetzung nicht bewahrt geblieben, aber es ist ein wesentlich anderer Prozess des Zerfalles, der sich in ihnen vollzieht.

»Bekanntlich verläuft der Prozess der Moorbildung und unbestritten diesem analog auch jener der Braunkohlenbildung — ein wahrer Humifikationsprozess — in der Art, dass sich in der Substanz der pflanzlichen Organismen, deren widerstandsfähigster Bestandteil die Celluose ist, eine Umlagerung der Elementarbestandteile in dem Sinne vollzieht, dass der Sauerstoffgehalt des organischen Komplexes zum Teile in Verbindung mit Wasserstoff als Wasser, zum Teile in Verbindung mit Kohlenstoff als Kohlensäure übergeht, während eine zunehmend an Wasserstoff und Sauerstoff ärmer, an Kohlenstoff reicher werdende Substanz zurückbleibt, deren Kohlenstoffreichtum um so höher wird, je länger dieser Zersetzungsprozess gewährt hat. Diese Zersetzung vollzieht sich allmählich, aber stetig, und im Laufe derselben spalten sich fortwährend Wasser und Kohlensäure ab. So wird der Vermoorungsprozess, und ihm analog der Prozess der Bildung von Ligniten und Braunkohlen zu einer ständigen Quelle der Entwicklung von Kohlensäure.«

Verfasser berechnet als Minimalwerth, dass pro Meterzentner organischer Substanz einer Braunkohle von mittlerer Qualität aus der ursprünglich vorhanden grossen Quantität organischer Reste aus der diese Braunkohlenmenge entstand, 14 *kg* Kohlensäure abgespalten wurden. Die Entwicklung der auf solche Weise zur Abspaltung gekommenen Kohlensäure hat sich freilich auf die ganze bisherige Dauer des Kohlenbildungsprozesses verteilt, über deren Zeitmass uns bestimmte Anhaltspunkte fehlen, und die wohl bei den Mooren und Kohlenlagern verschiedener Lokalitäten eine ungleiche sein kann.

Ob diese Dauer, die gewiss nach Tausenden von Jahren zählt, mit 1000 oder 5000 oder vielleicht mit 10000 Jahren zu beziffern ist, entzieht sich unserer Kenntniss, gleichwohl wird man angesichts der Erscheinungen, die sich in bezug auf den Gang des Moorbildungsprozesses unter unseren Augen vollziehen, ein Zeitmass von 10000 Jahren als Dauer für den Bildungsprozess von Braunkohlen mittlern Alters nicht zu niedrig gegriffen nennen können.

Bei Verteilung auf eine so lange Dauer, während welcher der Verlauf der Kohlensäureabspaltung wohl als ein ziemlich gleichmässiger gedacht werden kann, scheint es auf den ersten Blick, dass die aus solcher Quelle gelieferten Kohlensäuremengen verschwindend kleine seien. Man darf aber nicht übersehen, welche kolossalen Mengen organischer Substanz in einem selbst nur sehr kleinen Moor- oder Braunkohlenlager in Betracht kommen. Nehmen wir an, es handle sich um Braunkohlenlager von einem Quadratkilometer Fläche, bei einer mittlern Mächtigkeit von 5 *m* der entstehenden Kohle, ein Lager, das im Verhältnis zu der mächtigen Ausdehnung der Kohlenablagerungen, z. B. im nordwestlichen Böhmen, als äusserst klein zu bezeichnen ist, so berechnet sich für ein solches, an der Hand der oben gemachten Voraussetzungen, die Kohlensäuremenge, die während der Zeit des Bildungsprozesses abgegeben worden sein müsste, zu 9100000 Meterzentner. Bei An-

nahme einer Dauer des Bildungsprozesses von 10000 Jahren entspricht dies pro Jahr einer Menge von 91000 *kg* Kohlensäure und sonach für das Zeitmass einer Stunde einer Menge von rund 10.4 *kg* Kohlensäure, die im Minimum aus einem solchen Kohlenflöz zur Entwicklung gekommen sein muss.«

Fragt man nach dem Verbleib dieser Kohlensäure, so giebt Verfasser zu, dass dieselbe meist in die Atmosphären ausgeströmt sei, aber bei tiefer liegenden Braunkohlenflözen findet meist eine Überlagerung durch Schichten statt, die wenigstens so undurchlässig wie Thon sind. »Dann ist die abgespaltete Kohlensäure an dem direkten Abströmen in die Atmosphäre gehindert, sie muss sich an ihrer Bildungsstätte anhäufen und infolge dieser Anhäufung bei beschränktem Raume für ihre Ausdehnung eine zunehmende Steigerung der Spannung erfahren, die endlich soweit ansteigen muss, dass sie den ihrem Entweichen entgegenstehenden Druck zu überwinden vermag, und so endlich zum Abflusse gelangt. Es wird daher wohl begreiflich, dass die Kohlensäure in Klüfte und Spalten des Gesteines, auf welchem das Moor oder das Kohlenflöz lagert, oder die diese unmittelbar umschliessen, eindringen und in diesen nach Massgabe ihrer Spannungsgrösse weiterbewegen muss, bis sie an eine Stelle gelangt, an welcher sie abströmen kann. So ist leicht einzusehen, dass unter geeigneten Verhältnissen Kohlensäureexhalationen und im Gefolge dieser die Bildung von Säuerlingen zu Stande kommen muss, die ganz unabhängig von bestandenen oder noch verlaufenden vulkanischen Prozessen ist, und die ungeschmälert so lange währt, als der Zersetzungsprozess der Massenanhäufung organischer Reste verläuft, und als an den die Ansammlung und die Richtung des Abflusses bedingenden Lagerungsverhältnissen des betreffenden Moor- oder Kohlenlagers sich nichts ändert. An Belegen für die Berechtigung dieser Auffassung fehlt es nicht. Die mächtigen Kohlensäureexhalationen, die sich in dem ausgedehnten Moorlager der sogenannten Soos bei Franzensbad finden, von denen einzelne Hunderte von Kubikmetern Kohlensäuregas pro Stunde liefern, der Reichtum dieser Lokalität an Säuerlingen der verschiedensten Art, zu deren vornehmsten die Quellen von Franzensbad, dann die Kaiserquelle gehören, die ebenfalls zahlreichen Kohlensäurequellen in dem mächtige Moorlager aufweisenden Rayon von Marienbad, dann ebenso von Königswart, Sangerberg, weiter Neudorf, das Vorkommen von zahlreichen Kohlensäuerlingen in Elster, die mitten in der Braunkohlenformation zu Tage tretenden Quellen von Carlsbad, jene von Kommern, Brüx und Bilin, anderseits aber die gleichfalls in der Braunkohlenformation oder in unmittelbarer Nachbarschaft derselben zu Tage tretenden Säuerlinge von Ems und Vichy, mehrere der in der Nachbarschaft von Lignitlagern entspringenden Säuerlinge Steiermarks u. a. m. lassen den Zusammenhang zwischen dem Prozesse der Moor- und Kohlenbildung und dem Auftreten von Kohlensäurequellen augenfällig erscheinen.

10. Flüsse.

Über Veränderungen der Flussläufe, Stromstrich und Begleiterscheinungen macht Prof. Rein einige interessante Bemerkungen[1]). Verschiebungen der Flussläufe können da, wo der Strom in leicht verschiebbarem Materiale eingebettet ist, schon durch geringe zufällige Hindernisse hervorgerufen werden, viel häufiger als aus folgenden Ursachen:

1. infolge der Tektonik des Bodens oder, sagen wir, der ungleichen geologischen Beschaffenheit des Bettes und der Ufer eines Flusses;

2. infolge der meist ungleichen mechanischen Kraft, mit welcher zwei sich vereinigende Flussläufe aufeinander einwirken.

»Stösst das fliessende Wasser auf eine Felswand, so prallt jeder einzelne Wasserfaden ab, wie die Billardkugel an der Wand des Tisches, und würde nach demselben mechanischen Gesetze abgelenkt und dem andern Ufer zugekehrt werden, wenn kein Hindernis vorhanden wäre. Dieses bereiten die nachrückenden Wassermassen. Da nun überdies Stosskraft und Richtung der zahllosen einzelnen Fäden dieser herbeiströmenden Massen sehr verschieden sind, so resultieren daraus eine Anzahl auffälliger Erscheinungen, welche sich in keine mathematische Formel bringen lassen, nämlich:

1. Das felsige Ufer wird angenagt (korrodiert) und dadurch steil und konkav.

2. Das Wasser staut sich an demselben, daher die französische Redensart: »Les roches attirent les eaux«.

3. Die nachrückenden Wasserfäden bewirken mit den zurückgestossenen und teilweise versinkenden eine wirbelnde Bewegung (mouvement giratoire), welche, da sie sich bis zum Boden fortsetzt, dessen meist kesselförmige Vertiefung zur Folge hat. Diese Austiefung des Flussbettes wird besonders gefördert durch am Boden hinbewegte Felstrümmer. Überhaupt ist die Erscheinung analog derjenigen bei der Bildung von Riesenkesseln unter Gletschern.

4. Der Stromstrich wendet sich von der konkaven Uferseite allmählich wieder gegen die Mitte des Flusses.

5. Die konvexe Seite des Flussbettes ist die seichtere, entsprechend dem flachen Ufer, so dass hier die Sand- und Schlammablagerungen stattfinden, welche man bei Flusskorrektionen (z. B. bei Rhein und Mosel) noch fördert durch die Anlage von Krippen (Épis). Auch sind bekanntlich solche Ufer den Überschwemmungen ausgesetzt, ein Umstand, der vielfach ihre Besiedelung verhindert hat.

Der aus der Vereinigung zweier Flüsse hervorgehende Wasserlauf schlägt in den meisten Fällen eine von beiden abweichende Richtung ein. Theoretisch genommen ist dies die Resultierende aus dem Parallelogramme der Stosskräfte beider Komponenten. Die zahl-

---

[1]) Petermann's Mitteilungen. 1896. p. 129 u. ff.

reichen Abweichungen von dieser Regel müssen wir in erster Linie den Hindernissen zuschreiben, welche die Beschaffenheit des Bodens der vollen Entwicklung jener diagonal wirkenden Kraft entgegenstellt. Besonders häufig ist es ein felsiger Grund oder gar ein Gebirge, welche oft schon ein Aussenufer beider Flüsse begleitet haben und ein Einbiegen der Resultierenden nach dieser Seite verhindert. So setzt z. B. die Rhone nach Aufnahme der Saône bei Lyon deren südliche Richtung fort. In gleicher Weise biegt bei Verden die Weser, verstärkt durch die Aller, in deren nordwestliche Richtung ein.

Ein schönes Beispiel bietet die Vereinigung beider Rheine an der Freiherr v. Planta'schen Besitzung bei Reichenau. Der hellere Vorderrhein führt die grössere Wassermasse; aber der, durch Zersetzung von Schiefer in seinem Quellgebiete dunkelgefärbte Hinterrhein erreicht durch sein grosses Gefälle eine viel stärkere Stosskraft und zeigt dies dadurch, dass er das Wasser des erstern wider die Gartenmauer des Herrn v. Planta treibt, an welcher der Stoss abprallt. Ohne dieses Hinderniss würde der Fluss wahrscheinlich schon längst einen von seinem jetzigen Bette nach links abweichenden Weg in der Richtung nach Chur eingeschlagen haben.

Die Stoss- oder bewegende Kraft des fliessenden Wassers hängt bekanntlich von seiner Geschwindigkeit ab. Diese ist aber eine Funktion von vier Faktoren von sehr verschiedenem Werte, nämlich des Gefälles, der Tiefe des Wassers, der Schwere und der Reibung. Dagegen haben Erdrotation und Zentrifugalkraft jenen massgebenden Kräften gegenüber auf Richtung, Stärke und Wirkung der Bewegung keinen nachweisbaren Einfluss.

Der Stromstrich, die Linie, welche die Punkte grösster Oberflächengeschwindigkeit verbindet, liegt im allgemeinen über der tiefsten Furche des Flussbettes, ihr folgt der Schiffer am liebsten auf der Thalfahrt, sie ist der Thalweg. Von Interesse ist die oft, »namentlich bei hohem Wasserstande wahrnehmbare konvexe Wölbung (franz. Bombement) des Wasserspiegels, welche längs des Stromstriches ihr Maximum erreicht. Hiernach liefert der Querdurchschnitt eines Flusses durch den Wasserspiegel eine Kurve, die bald dem Stücke einer parabolischen Linie, bald einem Kreisbogen ähnlich ist, wenn der Stromstrich sich in der Mitte befindet; liegt er dagegen in der Nähe eines Ufers, so steigt das Profil hier steiler, von der andern Seite dagegen allmählich an.«

Prof. Rein bemerkt, dass diese Wölbung des Wasserspiegels in den meisten wissenschaftlichen Werken nicht in Betracht gezogen wird, und teilt eine Reihe eigener Beobachtungen darüber mit. Der französische Hydrotekt Dubuat erklärt sie wie folgt: »Wenn durch irgend eine Ursache eine Wassersäule, welche in unbegrenztem Wasser eingeschlossen oder zwischen festen Wänden enthalten ist, sich mit einer gegebenen Geschwindigkeit zu bewegen anfängt, so wird der Druck, den sie seitwärts vor dieser Bewegung auf das umgebende

Wasser oder die feste Wand äusserte, vermindert um denjenigen, welcher der Geschwindigkeit dieser Bewegung entspricht.« Um das Gleichgewicht herzustellen, ist deshalb eine höhere Säule oder Schicht des bewegten Wassers erforderlich.

Beachten wir zunächst, dass Stromstrich und Wölbung Störungen des hydrostatischen Gleichgewichtes sind und da, wo Zeit bleibt, dieses herzustellen, wie in träge fliessendem Wasser, gar nicht zur Entwicklung kommen oder sich alsbald verlieren. Es ist das sehr ungleiche Mass von seitlichem Drucke und Geschwindigkeit längs des Querprofils, wodurch sie hervorgerufen werden. Man kann sie vielleicht am besten als fortgesetzte Stauungen ansehen, die ihr Maximum in der Bahn des stärksten Druckes erreichen. Übrigens beobachtet man analoge Erscheinungen auch bei der Luftzirkulation. Die Dubuat'sche Erklärung, schliesst Prof. Rein, wurde vielfach angefochten, aber ihr Grundgedanke ist jedenfalls richtig.

Die Wasserführung der Havel hat K. Schlottmann untersucht[1]). Es liegen von mehrern Pegelstationen der Havel langjährige Aufzeichnungen vor. Verfasser hat darunter den Aufzeichnungen zu Plaue den Vorzug gegeben, weil sie ein richtiges Bild der freien Havel geben, die dort 175 *m* breit ist, und deren Querprofil bis 1890 nicht verändert wurde. Die Beobachtungen umfassen die Jahre 1846—1890. Das Maximum des jährlichen Wasserstandes fällt auf 1855, das Minimum auf 1865. In mehr als $^1/_5$ der ganzen Zeit stand der Wasserstand in der Nähe des niedrigsten Standes, in $^1/_6$ weilte er in der Nähe des höchsten. Der höchste Stand wurde Mitte April erreicht, der niedrigste Anfangs Oktober. Der Fall geschieht regelmässig, die Abnahme erfolgt erst langsam und erreicht im Juni den höchsten Wert, um dann regelmässig abzunehmen.

Der Oberlauf des Yang-tse-kiang zwischen 99° und 103° östl. L. ist zur Zeit noch sehr wenig bekannt, überhaupt gehört die Gegend zwischen dem Oberlaufe des Irawaddi und dem Yang-tse-kiang zu den am wenigsten erforschten Gegenden der Erde. Nimmt man die neuesten Karten zur Hand, so sieht man auf diesen wie auf den ältern Karten, dass in jener Gegend drei oder vier mächtige Ströme, nur durch schmale meridianmässig verlaufende Parallelketten von einander getrennt und gewissermassen zusammengepresst, durch volle fünf Breitengrade ziemlich parallel gegen Süden fliessen. Etwas Ähnliches findet man auf der ganzen Erde nicht wieder, und es ist überhaupt noch sehr fraglich, ob diese kartographischen Darstellungen richtig sind. Was den oben bezeichneten Teil des Yang-tse-kiang betrifft, so hat der französische Forschungsreisende Bonin jetzt gefunden, dass die bisherige Zeichnung desselben auf den Karten nicht richtig ist. Es handelt sich um die Gegend, wo der Yang-tse-

[1]) Petermann's Mitteilungen. 1896. p. 234.

kiang seinen südlichsten Punkt erreicht Er durchströmt hier ein Gebiet, das in einer Erstreckung etwa zwischen 26° und 30° nördl. Br. und 98° und 100° östl. L. von Paris vor Bonin von Europäern überhaupt nicht oder doch nur an seinen Rändern betreten ist. Bonin überschritt den Yang-tse-kiang bei Aschi, etwa zwei Grad westlich von seinem südlichsten Punkte, wo er, von Norden kommend, nach den bisherigen Darstellungen eine vorübergehende Ausbiegung nach Osten macht und dann in abwechselnd südlicher und östlicher Richtung seinem südlichsten Punkte zustrebt. Es musste daher Bonin sehr überraschen, einige Tagereisen nördlich von Aschi, ein wenig südlich von 28° nördl. Br., bei Yung-ning einen nordwärts fliessenden Strom zu erblicken, den er nach seiner Stärke und Richtung mit dem Blauen Flusse für gleichbedeutend erklären zu müssen glaubte. Die Ursache, die den letztern im Gegensatze zu dem bisherigen Kartenbild zu einer solchen Ausbiegung nach Norden veranlasst, stellte sich Bonin in Gestalt einer mächtigen, südlich vom Flusse bis zu einer Höhe von 5000 bis 6000 *m* aufsteigenden Kette unmittelbar vor Augen.

Der bisherige Irrtum im Kartenbilde ist wahrscheinlich zum Teile darauf zurückzuführen, dass in der Nähe von Aschi, am südöstlichen Ende des eben genannten Gebirgszuges, ein Nebenfluss des Blauen Flusses, der Peschoei, entspringt, und in den letztern ein Stück von seinem südöstlichsten Punkte entfernt, einmündet. Diesen Nebenfluss hat man bisher für den Hauptfluss gehalten. Wie der letztere zwischen Yung-ning und der Einmündung des Peschoei verläuft, ist zur Zeit nicht mit Sicherheit zu bestimmen. Wahrscheinlich aber fällt der grösste Teil seines Laufes mit demjenigen Flussbette zusammen, das man bisher dem Unterlaufe des Ya-lung-kiang, des grössten linken Nebenflusses des Blauen Flusses, zuwies. Zwei Umstände rechtfertigen diese Vermutung: erstens die auffallende rechtwinklige Umbiegung, die der genannte Nebenfluss nach dem bisherigen Kartenbilde etwas östlich von Yung-ning erfährt, und die sich jetzt durch seine Einmündung in den Hauptfluss an dieser Stelle erklären würde, und zweitens der Umstand, dass der genannte angebliche Nebenfluss von der Stelle seines angeblichen rechtwinkligen Umbiegens an bei den Chinesen den Namen »Kin-scha-kiang« führt — ein Name, den gleichzeitig der Blaue Fluss weiter abwärts führt; es ist in der That einigermassen unwahrscheinlich, dass die Chinesen denselben Namen wirklich für den Hauptfluss und einen seiner Nebenflüsse gebrauchen sollten[1]).

Der Ursprung des Amazonenstromes. Über denselben macht Dr. Middendorf in seinem Werke »Peru« einige Bemerkungen von allgemeinerem Interesse. Bekanntlich heisst dieser grösste Strom der Welt in seinem obern Teile der Marañon oder Maranahm, und

[1]) Compt. rend. Paris 1896. p. 235. 250; Globus **70.** p. 163.

selbiger galt bisher als Ausfluss des Lauricocha, eines Sees unter 10° 8′ südl. Br., wie der böhmische Missionar Samuel Fritz, welcher im Jahre 1686 in die Mission von Maines kam, in einem Werke mitteilte, das 1707 in spanischer Mundart den Marañon und die Missionen daselbst behandelte. Pater Fritz war eben der erste Reisende in die damals noch gänzlich unbekannten Gefilde des obern Marañon; bei dieser Gelegenheit verfolgte er dessen Lauf bis zu jenem See, und in dieser Beziehung waren seine Angaben auch so vollständig richtig, dass sie bisher in jedem geographischen Hand- oder Lehrbuche wiederholt wurden. Auch G. A. v. Klöden folgte ihnen in der 4. Auflage seines grossen Handbuches der Erdkunde im 5. Bande (1884) mit dem Zusatze, dass der Lauricocha in einer Höhe von 13395 Par. F. auf dem Plateau von Bombon, 5 *km* von den Bergwerken Chontas liege, dass aber nach Squier der sonst stets als Nebenstrom betrachtete Ucayali als Quellstrom betrachtet werden müsse, während andere wiederum den Apurimac oder den Weni als solchen angesehen wissen wollten. Prof. Wilhelm Sievers schreibt in seinem Buche »Amerika« vom Jahre 1894 folgendes: »Der Marañon entspringt mit zwei Quellflüssen unter 10° 15′ südl. Br., von denen der östliche, kaum 200 *km* vom Grossen Ozeane entfernt, dem grossen See von Lauricocha (cocha heisst aber schon See!) entfliesst, welche Austrittstelle schon früh als ein bedeutsamer Punkt erkannt worden sein muss, da sie von Steinbauten der Inkazeit geschmückt ist.« Auch diese Angabe erscheint nun nach den Mitteilungen Middendorf's auf Grund der zuverlässigen Forschungen Antonio Raimondi's in dessen berühmtem »El Peru« noch nicht ganz richtig. Denn dieser schreibt, »dass ein etwas nach Osten am Fusse der Kordillera von Huaysuash unter 10° 20′ entspringender Fluss, der Rio Nupe, als eigentlicher Quellfluss des Marañon angesehen werden müsse, da er bei seiner Vereinigung mit dem Rio de Lauricocha einen längern Lauf hat und mehr Wasser enthält als dieser.« Dr. Middendorf setzt noch einiges hinzu, was die vorstehenden Mitteilungen ergänzt: »Der Marañon läuft anfangs parallel der Küsten-Kordillera in nordnordwestlicher Richtung. Unter dem 5. Breitengrade, in der Gegend der Mündung des Utcubamba, beginnt er, sich erst gerade nach Norden, dann immer mehr nach Osten zu wenden, bis er aus dem Gebirge in die Ebene tritt und nun in östlicher Richtung, etwas gegen Norden abweichend, seinen Lauf bis zum Atlantischen Ozeane fortsetzt. Er behält seinen Namen bis zu seiner Vereinigung mit dem Ucayali, worauf der durch sie gebildete Strom der Rio de las Amazonas oder schlechtweg Amazonas genannt wird. Der Ucayali hat bei seiner Mündung einen längern Lauf, als der Marañon, aber dieser gilt als der wasserreichere und wegen seiner Richtung als der Hauptstrom.« Wo derselbe, um dieses auch nach Middendorf hinzuzusetzen, sich auf seinem obern Laufe nach Osten wendet, durchbricht er die Bergkette in einer Schlucht, welche unter dem Namen Pongo de Manseriche

bekannt ist. »Pongo ist ein Wort der Koshua-Sprache, welches Höhle, Grotte oder Loch bedeutet und verwandt ist mit punca (die Thür).« — Die gewaltigen Wassermassen, welche der Strom den peruanischen Anden entführt, erklären sich leicht, wenn man weiss, dass gerade an diesen höchsten Schneegebirgen des Anden-Gebirges die vom Atlantischen Ozeane mit dem Passate aufsteigenden Dünste ihrer Feuchtigkeit durch die niedrige Temperatur verlustig gehen, wogegen die auf die pacifische Seite Perus dann nieder steigenden Winde so viel trockener ankommen und diese Seite der Kordilleren mehr oder weniger steppenartig machen.

Der Murray wurde von J. P. Thomson geschildert[1]). Von Walgett (am Darling) bis zur See bildet er einen schiffbaren Wasserlauf von 2345 engl. Meilen Länge und gewährt durch seine Wassermassen einen unschätzbaren Wert für Bewässerungszwecke. Allerdings bietet der enge Eingang zum Flusse und die verhältnismässig unbedeutende Wassermenge, die in der trockenen Zeit durch denselben sich in die See ergiesst, der Schiffahrt ungeheure Schwierigkeiten. Dieselben würden aber bei weiterer kommerzieller und industrieller Entwicklung überwunden werden können, und dann würde der Murray zu den besten schiffbaren Wasserwegen der Welt gehören. Das Entwässerungsgebiet des Murray beträgt fast $^1/_7$ des ganzen australischen Kontinentes; es zerfällt in zwei Teile, ein regenreiches Gebiet von 159 889 engl. Quadratmeilen mit jährlichem Durchschnitte von 0.60 *m* Regen und ein regenarmes Gebiet von 254 364 Quadratmeilen, wo der jährliche Regenfall 0.40 *m* nicht übersteigt. Die Durchschnitts-Regenmenge für das ganze Gebiet beträgt 0.49 *m*. Bei Bourke betrug die Durchschnittstiefe des Murray für einen Zeitraum von zwölf Jahren 3.05 *m* bei einem Abflusse von etwa 1900 *cbm* in der Sekunde.

11. Seen und Moore.

Zusammenstellung europäischer Seen nach Meereshöhe, Grösse und Tiefe, von Dr. K. Peucker[2]). Diese fleissige Arbeit erstreckt sich nur auf diejenigen Seen, welche mehr als 1 *qkm* Flächeninhalt haben, und von denen ausserdem Meereshöhe und Maximaltiefe bekannt sind.

Der Arendsee in der Altmark ist von Dr. W. Halbfass geophysikalisch untersucht worden[3]). Er liegt 23 *km* von Salzwedel in 52° 34′ n. Br. und 29° 10′ östl. L., 23.5 *m* über der Ostsee und hat $5^1/_2$ *qkm* Fläche. Er gilt seit alter Zeit als ein Einsturzsee,

[1]) Scottish Geograph. Magazine, 1895 Dezbr. Globus 69, p. 100.
[2]) Hettner's Geogr. Zeitschrift. 2. p. 606.
[3]) Petermann's Mitteilungen. 1896. p. 173 u. ff.

der einzige grössere seiner Art in Deutschland, von den Alpen abgesehen, und unzweifelhaft haben zwei historisch beglaubigte Erdfälle in den Jahren 822 und 1685 mehr oder minder Gestalt und Tiefe des Sees verändert. Die Umgebung des Arendsees trägt durchweg den Charakter der nur schwachwelligen, fast ganz ebenen Heidesandlandschaft, die sich auf den ersten Blick von dem mit zahlreichen Hügeln stark okkupierten Gebiete der baltischen Seenplatte, der sogenannten Moränenlandschaft, unterscheidet.

Aus den Lotungen, von denen einzelne bereits vor hundert Jahren ausgeführt wurden, ergiebt sich, dass der Spiegel des Sees in dieser Zeit gar nicht oder nur ganz unwesentlich gefallen ist. »Dieses Resultat war von vornherein als wahrscheinlich anzunehmen, da der See als ein abfluss- und zuflussloses Becken betrachtet werden kann und Steigen und Fallen des Seespiegels ausschliesslich durch atmosphärische Niederschläge und durch natürliche Verdunstung der Oberfläche sich reguliert. Der Hochwasserstand im Frühjahre pflegt ca. 30 *cm* höher zu sein als der tiefste Stand im Hochsommer; genaue Pegelbeobachtungen fehlen. Es existieren zwar einige Zuflussgräben am Südufer, diese pflegen aber nur nach längerem Regen gefüllt zu sein; meist sind sie, ebenso wie der Verbindungsgraben zu dem frühern Faulensee, ausgetrocknet. Durch die beiden Ausflussgräben, welche eine künstliche Verbindung des Sees mit der Jeetze und dadurch mit der Elbe herstellen, fliesst nur zu Zeiten Wasser ab; nicht selten tritt das Gegenteil ein; den grössten Teil des Jahres sind die Ausflussstellen zugedämmt.

Aus den zahlreichen Lotungen des Verf. ergiebt sich als grösste Tiefe des Sees 49.5 *m*, die mittlere ist 29.3 *m* und das Gesamtvolumen des Wassers beträgt 162000000 *cbm*. Verf. kommt zu dem Ergebnisse, dass der schon zur Diluvialzeit vorhandene Arendsee zu den durch das Schmelzwasser des abziehenden Eises ausgehöhlten Kesselseen zu rechnen ist, durch die Erdfälle von 822 und 1685 an zwei an Umfang sehr verschiedenen Stellen eine bedeutend veränderte Gestalt nach horizontaler und vertikaler Ausdehnung erhalten hat, keinesfalls aber als ein Einsturzsee im Sinne der ehemaligen Mansfelder Seen, des Propst-Jesarsees oder des Toten Meeres, zu betrachten ist.

Der See von Leprignano. Wie G. Folgheraiter näher beschreibt, hat sich in der Campagna romana, 33 *km* nördlich von Rom, am 12. April 1895 ein ungefähr 5 bis 6 *ha* grosser See gebildet. Bereits in den Jahren 1824, 1850 und 1856 waren in derselben Gegend und auf dieselbe Weise wie diesmal drei kleine Teiche, bezw. Seen entstanden. In allen diesen Fällen handelt es sich um sogenannte Erdfälle, Einstürze unterirdischer, nicht tief gelegener Höhlen, welche letztere durch die auslaugende Thätigkeit der Gewässer hervorgerufen wurden. Von Interesse ist es, dass diesmal die Entstehung des Loches genau beobachtet wurde. Am

12. April fühlten einige Bauern, welche an jener Stelle auf dem Felde arbeiteten, eine leichte Bewegung des Bodens unter ihren Füssen, welche sie veranlasste, schleunigst davon zu laufen. In der darauf folgenden Nacht wurden zwei Hirten, die in einer nahebei gelegenen Hütte schliefen, durch ein unterirdisches Geräusch geweckt. Ins Freie tretend, sahen sie, wie der Boden sich zu senken begann. Am nächsten Morgen bot sich den herbeigeeilten Bewohnern ein etwa 28 *m* tiefer Einsturzkessel dar. Mehrere Tage lang verschwanden die in denselben sich ergiessenden kleinen Gewässer in seiner Tiefe. Dann hatte sich der Boden durch das hinabgespülte Erdreich so weit gedichtet, dass das Wasser sich in der Vertiefung ansammeln und nun allmählich einen See bilden konnte[1]).

Der See Goktscha im südlichen Transkaukasien, östlich von Eriwan, ist im Sommer 1893 von A. A. Iwanowski zum ersten Male wissenschaftlich untersucht worden. Von der in russischer Sprache erschienenen Abhandlung über seine Forschungen giebt Iwanowski[2]) einen Überblick, dem folgendes entnommen ist:

Der See, 1930 *m* über dem Schwarzen Meere gelegen, ist zwischen mächtigen Bergketten derart eingekesselt, dass sein ganzes Bassin 4750 *qkm* umfasst, wovon 1370 auf den jetzigen Seespiegel entfallen. Letzterer übertrifft somit den Flächenraum des Bodensees um mehr als das Anderthalbfache. Im N und NO fällt die völlig kahle Felsenkette des Schag-Dagh 1200 *m* tief gegen den See hin ab, an dessen Ufer hier weder Raum zu Ansiedelungen, noch zur Anlage eines Fusspfades bleibt. Im SO und S tritt das Gebirge zurück; hier schliessen sich teils sumpfige, teils steppenartige Ebenen an den See. Das westliche Ufer zeigt ein wildzerklüftetes vulkanisches Trümmerfeld mit zahllosen ausgebrannten Kratern, Lavafeldern und allen Spuren einer grossartigen, um Jahrtausende zurückliegenden eruptiven Thätigkeit. Der enorme Wasserspiegel, inmitten einer öden, fast vegetationslosen Hochgebirgslandschaft, welche von 3350—3660 *m* hohen Felsengipfeln überragt wird, bietet, wie alle Besucher versichern, ein Bild von düsterer, aber ungemein grandioser Wirkung. Die Ufer haben nur wenige Fischerniederlassungen, in der Nordostecke des Sees auch einzelne armenische Klöster, deren bedeutendstes auf dem vulkanischen Felseneiland Sewanga, der einzigen, 220 *m* grossen Insel der Goktscha, liegt. Letzterer empfängt von den Bergen zahlreiche kleine Zuflüsse, sein einziger Abfluss ist das Flüsschen Sanga, welches zum Aras fliesst. Der See hat süsses Wasser und hat selbst zur Zeit der schärfsten Winterkälte nur Ufereis. Eine vielfach erörterte, aber noch nicht gelöste Frage betrifft die merkwürdigen Schwankungen des Seespiegels. Die niedrigen Uferlandschaften im Süden und Südosten des Sees haben zweifellos

[1]) Naturw. Rundschau 1896. Nr. 31.
[2]) Petermann's Mitteilungen. 1896. Litteraturbericht Nr. 472.

vor Zeiten zum Seespiegel gehört, ebenso lässt sich an den felsigen Ufern des Nordostens nachweisen, dass der Wasserstand während langer Perioden mindestens $2^1/_2$—3 *m* als in der Gegenwart gewesen ist. Das Flüsschen Sanga, heute ein ganz unbedeutender Wasserlauf, war im Mittelalter, wie arabische Geographen ausdrücklich bezeugen, ein wasserreicher Fluss. Anderseits spricht der Umstand, dass auf dem Boden des Sees umfangreiche Trümmerstätten untergegangener Ortschaften deutlich wahrzunehmen sind, dafür, dass grosse Landstrecken, welche früher bewohnt gewesen sind, vom See verschlungen wurden. Man hat diese eigentümlichen Schwankungen, welche auch bei den andern Seen des armenisch-kurdischen Hochlandes beobachtet worden sind, auf unterirdische Verbindungen zwischen diesen Seen zurückführen wollen; auch der Einfluss verschiedener klimatischen Perioden, welche die Gebirge um den Goktschasee mit Gletschern und ewigem Schnee zeitweise bedeckt haben sollen, wurde geltend gemacht. Verfasser erklärt die Unterschiede des Seeniveaus durch vulkanische Einwirkungen und trifft hiermit wohl das Richtige. Mit Unrecht glaubte man vielfach, dass die Ufer des Sees erst seit Erwerbung derselben durch Russland (1828) bewohnt seien. Funde von Stein- und Bronzewaffen deuten auf eine Besiedelung in vorgeschichtlicher Zeit, die Keilschriften auf den Felsen gegenüber der Insel Sewanga auf die Herrschaft der Wanschen Dynastie (VIII. Jahrhundert v. Chr. Geb.) hin. Das ganze Westufer trägt Ruinen aus frühchristlicher Zeit, insbesondere altarmenischer Kultusstätten.

Die Seenregion von Timbuktu. Die topographischen Aufnahmen der Franzosen um Timbuktu herum haben eine Anzahl bisher unbekannter Seebecken enthüllt. Den durch den Diaka und Niger gespeisten Debo-See (den »weiblichen«) kannte man bereits. Ganz neu entdeckt wurden die Seen von Tenda, Kabara, Sompi, Takadji, Gauati, Horo und Fati, sowie der Sumpf von Gundam. Im Norden von Gundam (Seehöhe ca. 100 *m*) liegen die grossen Seen von Telé und Fagibîn (110 *km* lang und 30 *m* tief). Zwischen dem See von Fagibîn (W.) und dem von Sombi (S.) liegt noch eine Serie von Wasserbecken, so der Douna u. a. m. Auf dem Fagibîn erlebte Marine-Lieutenant Hourst bei Sturzwellen von 3 *m* Höhe einen wirklichen Seesturm und fand auch auf dem im Fagibîn-See befindlichen Archipel von Tagilam einen brauchbaren Hafen (Port Aube). Der Telé- und Fagibîn-See sind im Norden und Osten von hohen Gebirgen (Farasch, Tombaje, Kokoro) umrandet, ihre Ufer indessen sehr gut angebaut. Die Auffindung dieser grossen Seen ist ein Beweis, dass es in Afrika noch immer viel zu entdecken giebt. Der Sumpf von Gundam liegt in dem grossen, oft beschriebenen Inundationsgebiete des Niger, das von den französischen Offizieren zum ersten Male eingehend aufgenommen und beschrieben wurde. Er stellt sich als Verbindungskanal zwischen dem Niger und dem

Seegebiete dar und ist vom Juni bis November, während des niedrigen Wasserstandes des Flusses unfahrbar für grössere Fahrzeuge Bluzet staunt über die Geschicklichkeit und Verschwiegenheit der Führer Oskar Lenz's, welche diesem Forscher die Existenz dieser Seen, namentlich des Fagibîn — eines zweiten Tschad — zu verheimlichen wussten, obgleich sie ihn einige hundert Meter entfernt an den Ufern desselben vorüberführten. Auch Heinrich Barth erfuhr nichts von der Existenz dieser Seen während seines Aufenthaltes in Timbuktu. Oskar Lenz muss vom 17. bis 19. Juli 1880 an dem unvergleichlich günstig zwischen den Seen Fati und Telé gelegenen Gundam vorbeigezogen sein. Hourst hat in dem Seegebiete 19 Positionen nach Breite und Länge genau bestimmt und auch über Produktion und Handel, sowie über die Bewohner der durchforschten Gebiete Aufschluss gegeben.

Ein Natronsee in Transvaal, nördlich von Pretoria, wird von E. Cohen beschrieben[1]). Er findet sich 32 *km* von der Stadt, als eine im Granit gelegene Salzpfanne. Sein Durchmesser beträgt 400 *m*, der See ist kreisrund und von einem Amphibolbiotitgranitwalle umsäumt. Er enthält rotgefärbte, gesättigte Salzsoole von geringer Tiefe, mit Salzkruste am Boden. Die Entstehung dieser kreisrunden Einsenkung ist schwer zu erklären, Cohen denkt an eine Bildung durch Entweichen von Gasen, welche Na Cl-reichen Schlamm mit emporführten. Die Soole enthielt bei 1.179 Dichte in 100 Teilen 21.14 Teile Salze, welche die Pfanne als Natronsee mit auffallend wenig Na_2SO_4 charakterisieren.

Das Lop-nor-Becken und die in demselben stattgefundenen Veränderungen hat Dr. Sven Hedin auf Grund eigener Untersuchungen an Ort und Stelle dargestellt[2]). Auf seiner Wanderung von Korla nach Tscharchlik hat er das ganze Lop-nor-Gebiet durchmessen, sowohl das des alten, den Chinesen schon lange bekannten Sees als das der neuen, von Prschewalsky 1876—1877 entdeckten. »Das Tarimbecken«, sagt er, »hat die Form der konkaven Seite eines Löffels, dessen tiefster Teil gegen Osten gerichtet ist. Diese Form ist natürlich dadurch verursacht, dass das Becken an allen Seiten von mächtigen Gebirgsketten eingeschlossen wird — mit Ausnahme eben der östlichen Seite. Niederschläge, Gletscher und ewiger Schnee ernähren zahllose Bäche, die von den Randgebirgen herabströmen und sich allmählich zu mehr oder weniger bedeutenden Flüssen vereinigen. Die Bäche führen von den Gebirgen Verwitterungsprodukte mit, welche sich zu einem kreisförmigen Schuttkegel rings um das ganze Becken anhäufen, und dieser zonenförmige Schuttkegel vermittelt den Übergang vom Gebirge zur Wüste und

[1]) Tschermak's Mitteilungen 15. 1—8 u. 194—195.
[2]) Petermann's Mitteilungen 1896. p. 201 u. ff.

vollendet die Löffelform. Da nur im Osten sowohl die Gebirge wie ihre notwendigen Begleiter, die Schuttkegel, fehlen, so entsteht eben hier der tiefste Teil des Beckens, in dem sich das Flusswasser sammelt. Die Hauptpulsader des Tarimsystems ist der mächtige Jarkent-darja, welcher das ganze Becken kreuzt und seinen Namen bis zum Lop-nor beibehält, wo er Jarkent-Tarim genannt wird. Sein grösster Nebenfluss ist der Aksu-darja, der kurz vor der Mündung den auch ziemlich mächtigen Tauschkan-darja aufnimmt; dann haben wir Kontsche-darja, Tschertschen-darja, Khotan-darja, Kisil-su und Schah-jar-darja. Wäre die gesamte Wassermenge aller dieser Flüsse nicht so mächtig, wie sie noch ist, so würde sie nicht Kraft genug haben, um sich durch die zentralste Wüste der Erde, wo die relative Feuchtigkeit minimal ist, Bahn zu brechen, sondern würde bald im Kampfe mit dem Sande zu Grunde gehen, wie es schon jetzt mit den meisten vom Kwen-lun gegen N strömenden Nebenflüssen der Fall ist, von denen nur zwei, Khotan-darja und Tschertschen-darja, den Hauptfluss erreichen, wogegen der Kerija-darja sich schon isoliert hat und in $39^1/_2{}^0$ nördl. Br. im Sande versiegt. Dass sämtliche Flüsse des Tarimsystems einer ähnlichen Zukunft entgegengehen, ist unzweifelhaft. In der Zeit des tertiären Mittelmeeres waren die klimatischen Bedingungen für Niederschläge und Flüsse sehr vorteilhaft; dann verschlechterte sich das Klima und wurde immer trockener, und in derselben Richtung entwickelt es sich weiter. Wir können also mit Recht schliessen, dass die tiefste Depression des Beckens in frühern Zeiten der Rezipient einer viel grössern Wassermenge gewesen ist als jetzt.

»In dem Stadium seiner Entwicklung oder richtiger seines Rückganges, in dem das Tarimsystem sich jetzt befindet, ist es doch immer noch mächtig genug, um diesem Wasserrezipienten mächtige Quantitäten Schlammes zuzuführen. Die Schlammablagerungen setzen sich noch immer fort, besonders während der Hochwasserperiode des Spätsommers, und es ist jetzt so weit gekommen, dass das grosse Lop-nor-Gebiet in fast einem und demselben Niveau liegt, so dass die Höhenunterschiede jedenfalls nur selten ein paar Meter übersteigen. So beobachtet man im ganzen Gebiete an den Aneroiden und Kochthermometern keine andern Luftdruckvariationen als die, welche von Wind und Wetter abhängig sind; die minimalen Höhenunterschiede könnten nur mit Nivellierungs-Instrumenten festgestellt werden. Zwischen Kaschgar (1230 *m* absol. Höhe) und dem Lop-nor (790 *m*), auf eine Entfernung von 13 Längengraden, erreicht der Höhenunterschied nur 440 *m*, und wollten wir diese Höhenkurve im Profil darstellen, so würden wir wahrnehmen, dass sich die eigentlichen Höhendifferenzen meist im Westen, in der Nähe des Randgebirges befinden, wogegen die Kurve gegen Osten sich immer mehr der Horizontalen nähert.

Es kann also nicht im geringsten wundernehmen, dass ein Seegebiet, welches auf fast horizontalem Boden liegt, und in welchem

grosse Schlammmassen sich ansammeln, seine Lage verändert, und hierin finden wir also eine der wichtigsten Ursachen zur Wanderung des Lop-nor gegen S.

Ein anderer Faktor, vielleicht ebenso wichtig wie der eben erwähnte, ist der Wind. Augenblicklich kann ich auf die Windverhältnisse des ganzen Beckens nicht eingehen, will jedoch nur erwähnen, dass im Lop-nor-Gebiete Winde aus O, ONO und NO vorherrschen, wobei der ONO-Wind am häufigsten und in den drei Frühlingsmonaten fast eine tägliche Erscheinung ist und die Stärke 10 (nach der 10gradigen Landskala) erreicht. Er wird Karaburan oder »schwarzer Sturm« genannt, weil der mitgeführte atmosphärische Staub das Firmament verdunkelt. Während meines Besuches raste ein solcher Buran vom 9. bis 21. April mit nur zwei Tagen Unterbrechung. Ein anderer fing am 25. an und raste ohne die geringste Unterbrechung bis zum 28. Während der andern Jahreszeiten ist die Atmosphäre verhältnismässig ruhig, und im Winter herrscht gewöhnlich vollkommene Windstille.

Der ONO-Wind besitzt eine unwiderstehliche Kraft. Er führt nicht nur atmosphärischen Staub mit, sondern auch Treibsand, welcher die Dünen zwingt, sich gegen Westen zu bewegen. Diese stiessen aber dabei auf ein Hinderniss, nämlich das östliche Ufer des alten Lop-nor, und wurden dadurch freilich ein wenig aufgehalten, übten aber doch jedenfalls auf den östlichen Seerand einen Druck aus. Der See hatte, wie die chinesische Karte zeigt, einst eine westöstliche Längsrichtung; dann wurde er durch den Sand allmählich abgerundet und aufgedämmt; das Wasser breitete sich gegen Süden aus, und endlich hatte der See seine Längsrichtung in eine nordsüdliche verwandelt. Die Reste dieser frühern Lage fand ich während meines Besuches.

Der vorherrschende ONO-Wind mit seinem Treibsande ist also die zweite grosse Ursache, welche eine Wanderung des Lop-nor bewirkt.«

Zur Zeit der Reisen Prschewalsky's (1876—1877, 1883—1885) strömte die ganze Wassermenge des Tarim nach den beiden südlichen Becken, während Sven Hedin jetzt konstatierte, dass etwa seit 1887 das Wasser in die Fragmente des alten Lop-nor strömt, wodurch dieser an Ausdehnung gewinnt, die beiden südlichen Seen Kara-buran und Kara-koschun dagegen zusammen schwinden. »Der Kara-buran hatte nur ein paar Dezimeter Tiefe und trocknet jeden Sommer vollständig aus; der Kara-koschun war in einen Sumpf verwandelt, wo nur einige ganz kleine offene Wasserflächen zu sehen waren, und wo man sich zu Boot nur mit grosser Mühe zwei Tagereisen gegen ONO durch den unglaublich mächtigen und dichten Kamisch durcharbeiten konnte, während Prschewalsky ohne Schwierigkeit sich vier Tagereisen (alle von Abdal gerechnet) nach dem Dorfe Kara-koschun, welches seit 10 Jahren verlassen ist, begeben konnte. Beide Seen sind jetzt in der Zeit des niedrigsten Wasserstandes

isoliert; das Wasser verdunstet schnell, und der Rest wird schwach salzig; kleine Uferlagunen waren dagegen schon im April bitter salzig. Dass aber das Wasser während des Hochwasserstandes (September, Oktober) ganz süss bleibt, kann nicht auffallen, wenn man bedenkt, dass die beiden Becken so neuer Bildung sind, dass die Salze noch nicht genügend Zeit gehabt haben, sich abzulagern. Die Salze, welche das Tarimsystem im Laufe der Zeit zum Lop-nor-Gebiete hinunter befördert hat, sammelten sich im alten Lop-nor an, dessen Becken jetzt grösstenteils von Sanddünen verschüttet ist.

Ein wichtiger Beweis für die junge Bildung des südlichen Lop-nor ist der, dass an seinen Ufern nicht ein Baum zu finden ist, wogegen dichter Wald, hauptsächlich aus Populus diversifolia zusammengesetzt, an sämtlichen Flüssen des Tarimsystems wächst. Man sollte erwarten, dass an dem Punkte, wo sich endlich alle diese Flüsse vereinigen, der Wald am dichtesten sei, aber in der That hört er eben hier vollständig auf. Am ganzen östlichen Ufer der Seenkette fand Verf. dagegen lebenden Wald und in der Wüste östlich davon toten Wald, woraus hervorgeht, dass der Wald mit dem östlichen Seekontur gegen Westen wandert, beide vom Winde und den Dünen getrieben.

Die Ursache, weshalb der Lop-nor seit neun Jahren eine Tendenz zeigt, wieder nach N zu seiner frühern Lage zurückzukehren, ist gewiss die, dass die südlichen Seen in so hohem Grade mit Schlamm, Sand und verfaulten Pflanzenteilen aufgedämmt worden sind, dass ihr Boden jetzt im Niveau des alten Lop-nor liegt. Es ist wahrscheinlich, dass der alte See fortwährend auf Kosten des neuen wachsen wird, und es will scheinen, als ob die beiden Seen in einem periodischen Wechselverhältniss zu einander ständen. Ob die Entwicklung in diesem Sinne fortschreiten wird, kann schon im Laufe von ein paar Jahrzehnten sich zeigen.«

Die Entstehung der Karseen ist von Prof. Richter auf Mitwirkung des Eises in der Glazialzeit zurückgeführt worden. Prof. E. Fugger hebt dagegen hervor, dass er im Salzburgischen an den Karseen nirgends Spuren von Moränenwällen antraf; die Barrièren sind durchaus aus festem Gesteine, die Karseen echte Felsbecken ohne Spuren vormals grösserer Erosionsthätigkeit. Auch aus der Tektonik des Gebirges lassen sich die Barrièren, denen die Seen ihre Entstehung verdanken, hier nicht erklären. Zur Erklärung der Kar- und Karseebildung denkt Fugger daher an die Analogie der Karsttrichter, die er mit Cvijić auf mechanische und chemische Erosion zurückführt. Diese sind bekanntlich Vorkommen der Kalkgebirge und Kalkplateaus. Aber auch auf Schiefer (Phyllit u. s. w.) findet man Mulden und flache Vertiefungen des Bodens in grösserer Menge, meist langgestreckte Einsenkungen von geringer Tiefe, deren Entstehung Fugger auf die auflösende Thätigkeit des Wassers, besonders des kohlensäurehaltigen Wassers zurückführt, das durch

Spalten in die Tiefe einsickert. Die grössere Zertrümmerung der Schieferberge infolge der starken Verwitterung bietet hier nicht bloss einzelne Angriffspunkte für diese Thätigkeit, sondern ganze Linien dar. Dadurch modifiziert sich die Form der Vertiefungen. Verstopfen sich die Abflüsse, so pausiert die Austiefung, und die Mulde wird nach derjenigen Richtung erweitert, nach welcher die Wände die meisten Angriffspunkte darbieten; sie wird also verbreitert. Findet sich dann wieder ein Abfluss, so geht auch die Austiefung weiter fort. Auch im Gneisgebirge sind zahlreiche flache Mulden vorhanden, die auf ähnliche Weise entstanden sein dürften. Fugger unterschätzt nicht die starke Mitwirkung der mechanischen Verwitterung, hebt aber die Bedeutung der Auflösung auch für solche Gesteine, die im Laboratorium unlöslich erscheinen, stark hervor. Dass auch diese in dem grossen Laboratorium der Natur nicht absolut unlöslich sind, lehren ihn Versuche, die er mit Steinen verschiedenster Art angestellt hat: nachdem sie einige Wochen oder Monate im fliessenden oder ruhigen Wasser aufgehängt waren, zeigte sich ein dem Betrage nach sehr verschiedener, aber zweifelloser Gewichtsverlust. Auch das Vorkommen karrenähnlicher Bildungen im Gneissgebirge führt Fugger zu Gunsten seiner Anschauung ins Feld, dass auch auf Urgesteinen die chemische Erosion in hervorragendem Masse wirksam sei. Das Vorhandensein unterirdischer Abflussmöglichkeiten ist endlich gerade in diesen zertrümmerten Gesteinen überall vorauszusetzen. So ergiebt sich für die Entstehung der kleinen und grössern Felsbecken, Mulde und Karre ohne Unterschied der Gesteinsart, auf der sie vorkommen, die gleiche Erklärung. Ob das Becken mit Wasser ausgefüllt oder leer ist, hängt von den momentanen Zu- und Abflussverhältnissen ab; falls der unterirdische Abfluss lange verlegt ist, kann der See sich einen oberirdischen Abzugskanal schaffen, und diese Vorgänge können auch mehrmals mit einander abwechseln (Feldwiesensee). Nicht immer stellten die Karseen die tiefsten Einsenkungen der Kare dar, oft auch nur eine stufenförmige Unterbrechung eines Kares. Auch reihenförmige Anordnung kommt vor. Das Felsbecken mit seinem See ist dann nur eine kleine Unregelmässigkeit im grossen Kar, die Entstehungsursache aber ist die gleiche: mechanische und chemische Erosion des in die Tiefe sickernden Wassers. Insofern kann Fugger die Bildung eines Karsees als Unterbrechung der normalen Thalbildung ansehen [1]).

Die Entstehung des Toten Meeres ist Gegenstand einer eingehenden Studie von Dr. Max Blanckenhorn gewesen [2]). Dieser See füllt die tiefste Furche auf dem Festlande aus. „Infolge dieses ungewöhnlichen Tiefenniveaus herrscht daselbst eine wirklich tropische Temperatur, die unter dem Einflusse der von den Felswänden ab-

---

[1]) Hettner's Geograph. Zeitschr. **2.** p. 462.
[2]) Zeitschrift des Deutschen Palästina-Vereins. **19.**

prallenden Sonnenstrahlen zu einer Backofenhitze ansteigt und bei der herrschenden Trockenheit eine Verdunstung hervorruft, wie sie nur die reine Wüste kennt. In der Umgebung zeigen sich die grössten Gegensätze. Hohe Plateaus, die durch schreckliche Erosionsfurchen zu einem wilden, zackigen, vielgestaltigen Gebirge umgewandelt sind und steil zu seinen Ufern abfallen, umgeben ihn zu beiden Seiten im O und W, während im N sich die wüste Jordanthalebene, im S die salzdurchtränkten, vegetationslosen Moräste der sumpfigen Sebcha anschliessen. Der Mangel an trinkbarem Wasser in seiner Umgebung, die vielfach herrschenden ungesunden Dünste von Schwefelwasserstoff und Kohlenwasserstoff, welche die vielerorts aufsteigenden Termen in und um den See aushauchen, der häufig wehende glühend heisse Scirocco und schliesslich, nicht zu vergessen, die in der Gegend von Jericho wie in Rōr es-Sāfije endemische heftige Malaria erschweren den Aufenthalt des Menschen und teilweise auch der Tiere an seinen Ufern und machen eine dauernde Ansiedlung fast unmöglich. Man kann die ganze Umgegend im vollen Sinne als Wüste mit einigen Oasen bezeichnen. Im See selbst wird alles organische Leben mit Ausnahme von einigen mikroskopischen Protophyten, nämlich Diatomeen des Süsswassers und pathogenen Bakterien, die in dem Oberflächenwasser und Schlamm am nördlichen Seeufer nachgewiesen worden sind, durch den ungewöhnlichen Salzgehalt vernichtet, der sechsmal stärker ist als im Ozean. Bei der Schwere des Wassers würden übrigens grössere Tiere überhaupt gar nicht dauernd im Wasser einsinken können, sondern immer wieder an die Oberfläche emportauchen.

Verf. schildert zunächst die älteste Zeit vor dem Einsturze des Jordanthalzuges. Damals, wenigstens während der untern Kreideperiode, während des Jura und der Trias, war die ganze Gegend von paläozoischen Sandsteinen bedeckt, unter welchen das archäische Grundgebirge, Granit, Gneis, lagerte. Später trat allgemeine Meeresbedeckung ein, und erst mit Beginn der Tertiärzeit (im sog. Eozän) zog sich das Meer fast ganz zurück. Vorläufig gab es nun noch keine tiefen Furchen, welche den Zusammenhang der Schichten unterbrachen, doch gingen im Verlaufe dieser langen Festlandsperiode auf der bis dahin ebenen plateauförmigen Oberfläche mannigfache Veränderungen vor, besonders infolge der Erosion und Denudation. Mit Schluss der Tertiärperiode trat das gewaltigste Ereigniss ein, das die geologische Geschichte Palästinas kennt. Das ganze syrische Land vom äussersten S bis zum N zerriss durch Bildung von Spalten in S-N- oder SSW-NNO-Richtung, und als Streifen sanken die zwischenliegenden Partien in verschiedenster Weise in die Tiefe. In der Entstehung der grabenartigen Einsenkung des Rōr oder Jordanthales fand diese Reihe von Katastrophen, die dem ganzen Lande erst seine heutige so charakteristische Physiognomie verliehen, nur ihren prägnantesten Ausdruck. Ihre Wirkungen spiegeln sich ab im Oberflächenrelief, das seitdem nur unwesentlich durch die Erosion der meisten Flussthäler verändert worden ist.

Blanckenhorn hebt ausdrücklich hervor, dass das neugebildete Thal, obwohl seine Sohle wohl schon von Anbeginn an grösstenteils tiefer als der Meeresspiegel gelegen war, vom offenen Meere niemals überflutet worden ist. »Die aus Kreidegesteinen gebildete Schwelle von + 250 *m* Meereshöhe, welche mitten im Wadi el-'Araba die Wasserscheide zwischen dem Toten und Roten Meere bildet, ist niemals von Meereswogen über-

schritten worden. Freilich scheinen schon in frühern Zeiten der Existenz des Jordanthales die Gewässer, welche dasselbe erfüllten, recht salzige gewesen zu sein, ganz wie auch heute noch das vorhandene Sammelbecken in dem tiefstgelegenen Teile, das T. M. eine äusserst konzentrierte Mutterlauge darstellt. Aber dieser Salzgehalt kann nicht im mindesten als Beweis dafür herangezogen werden, dass das T. M. oder ähnliche heute unter dem Meeresspiegel versenkte Salzpfannen Reliktenseen seien, also Residuen des später zurückgezogenen Meeres darstellen, wie es früher versucht wurde. Aus den bisherigen chemischen Untersuchungen der Bäche und Quellen des Jordanflussgebietes, besonders der überall in der Umgebung des T. M. vorhandenen kochsalzreichen Thermen geht vielmehr, wie speziell Lartet[1]) nachgewiesen hat, hervor, dass der Salzgehalt des T. M. nur eine unausbleibliche Folge des Zuflusses der betreffenden Binnengewässer ist. Ihren Mineralreichtum entnehmen die letztern den gerade an Chlornatrium, Magnesiumcarbonat und Calciumsulfat relativ reichen Ablagerungen der einst im Meere abgelagerten kretazeischen Kalke, Dolomite, Mergel und Gipse. Auch die für die Mutterlauge des T. M. so charakteristische Anwesenheit von Brommagnesium und Bromkalium findet ihre genügende Erklärung in dem Bromgehalte der Schwefelthermen von el-Hammi bei Tiberias und noch mehr der Wasser von ʿAin el-Merāha unmittelbar am Westufer des T. M. zwischen den Mündungen des Wādi es-Zuwēra und Wādi Mubarrak[2]). Nach der sorgfältigen von R. Sachsse ausgeführten Analyse enthält ein Liter des letztgenannten Wassers 85 *mg* Brom, also 0,0085 %, das an Magnesium oder Alkalien gebunden ist.

»Nachdem durch den ungleichmässig erfolgten Einbruch der Jordan-Araba-Senke die Bedingungen zur Existenz eines Binnensees gegeben waren, fanden die meteorischen Gewässer der Umgegend in der tiefsten Region des Thales ihr naturgemässes Sammelbecken. Die von den neugebildeten grossen Gebirgsterrassen in Wasserfällen herabstürzenden Wassermassen vereinigten sich bald in grössern Rinnen, die dann von ihrer Mündung aus rückwärts allmählich immer tiefer und gleichmässiger eingegraben wurden. In jener ältesten Eiszeit gegen Beginn des Diluviums waren die Niederschläge ausserordentlich reichlich. Übrigens hatte der Boden des Thales, speziell der unter dem heutigen T. M., noch keinesfalls überall die jetzige Tiefe, die teilweise erst durch nachträgliche Einstürze geschaffen wurde. Der Binnensee war seichter. Dazu kam das mit dem Aufreissen der Spalten innig verbundene Hervorbrechen der Thermen in der ʿAraba-Jordan-Senke selbst und ihrer nächsten Umgebung. Diese Thermen zeichneten sich ehedem, wie Noetling[3]) gezeigt hat, sowohl durch grössere Wasserfülle wie durch höhere Temperatur aus und konnten demgemäss auch viel mehr mineralische Salze in Lösung enthalten als heute, wobei ihr reichlicher Gas- und Salzgehalt selbst wieder ihre Fähigkeit, die durchflossenen Gesteinsarten zu ersetzen, erhöhte. Durch alle diese Umstände begünstigt, musste der Jordansee gerade in seinem ersten Stadium bald zu der grössten Ausdehnung anschwellen, die er jemals besessen. In dieser nahm sein Spiegel eine Höhe von 426 *m* über dem jetzigen ein, stand also noch ein wenig (ca. 30 *m*) höher als der des heutigen Mittel- und Roten Meeres. Damals erstreckte sich der Binnensee von der Bodenschwelle, welche auch in jener Zeit die Wasserscheide gegen das Rote Meer bildete, unter 30° 42′ nördl. Breite beginnend nach Norden wohl mindestens bis zum heutigen Tiberiassee unter 32° 55′ nördl. Breite bei einer Breite von 5—25 *km*. Aus dieser Zeit höchsten Wasserstandes kennt man Ablagerungen sicher allerdings bis jetzt nur aus dem äussersten S im Wādi

[1]) Lartet, Géologie de la Palestine. Ann. des sciences géol. 1. 1869. p. 297 ff.

[2]) Vergl. die geogn. Karte in der Abh. des Verf.

[3]) Noetling, Geologische Skizze d. Umgeg. v. el-Hammi. Z. d. P.-V. X. 1887.

'Araba. Hier in der heute wasserärmsten Gegend mochten sie sich freilich auch relativ am besten erhalten, während sie im Norden durch die Erosion des Jordan und an den Gehängen durch atmosphärische und andere Einflüsse verschiedener Art eher der Zerstörung anheimfielen oder gar von spätern Lavaergüssen verhüllt und dem Auge entzogen wurden.

»Nach dieser Zeit höchsten Wasserstandes mit noch relativ süssem Wasser fand ein Rückzug und Konzentration der Gewässer, verbunden mit Versalzung statt, bis vielleicht zu einem Niveau von kaum 100 *m* über dem heutigen. Damals muss der Salzgehalt des Sees mindestens lokal schon ebenso stark gewesen sein als heute. In diese Trockenzeit müssen wir nämlich die Entstehung des Steinsalzlagers in der untern Region des Dschebel Usdum setzen.

Dieser Salzberg erhebt sich im SW des T. M. bis zu einer Höhe von etwa 180 *m* über dessen Spiegel. Die Basis des Hügels bilden, wenigstens an dessen Ostseite (auf der Westseite sind keine Salzmassen zu sehen, sondern an deren Stelle nur kreidige Gipsmergel und Schotter), grossenteils bläuliche, reine Salzfelsen, die senkrecht zerklüftet erscheinen und reich an Höhlungen sind. Bei 30—45 *m* Höhe hört die feste Salzmasse auf, und nun folgt bis zum abgeplatteten, von Schloten durchlochten, 180 *m* hohen Gipfel des Hügels eine 125—140 *m* mächtige Decke von Gips und weissen bis grünlich-grauen, gipshaltigen, dünn und eben geschichteten, kreidigen Mergeln oder »Tuffstein«[1]), der erfüllt und übersät ist mit eckigen Dolomit- und Feuersteinsplittern und abgerundeten Geröllen. Diese Deckengebilde, die auch an dem Ostgehänge infolge Absinkens das liegende Steinsalzlager z. T. verhüllen, sind identisch mit den Terrassenablagerungen im S, W und O des T. M., mit denen sie auch im SO des Berges direkt zusammenhängen.«

Über die Ursachen, weshalb die Salzlager sich auf die heutige südliche Bucht beschränken, führt Verfasser zwei Hypothesen an, ohne sich für eine derselben zu entscheiden. Während der zweiten Eiszeit fanden Zuführungen neuer Mengen von Wasser, Kalksalzen und Schotter statt, und infolge dessen entstand ein abermaliger Absatz von Gips, weissem Kalkmergel und Geröllmassen, welche Schichten aber als Decke das liegende Steinsalz vor Zerstörung geschützt haben. »Mit der Bildung dieser diluvialen kreidigen Gipsmergel und Schotter, die wir nach dem Vorgange von Lartet von jetzt an kurz als Lisānschichten bezeichnen wollen, treten wir in die zweite feuchte Diluvialphase, die zweite Eiszeit, ein.

Vermehrte Niederschläge führten eine Vereinigung der beiden oben angenommenen Seeteile und eine neue Ausdehnung des Jordansees herbei. Die Salzlager wurden unter Brackwasserschichten begraben, welche vornehmlich in einer Höhe von 180—210 *m* über dem heutigen Seespiegel eine Terrasse bildeten. Die erwähnte Terrasse des Gipfels des Dsch. Usdum ist von allen im Totenmeergebiete vorhandenen Terrassen die auffallendste und beständigste.«

Es folgte nun in der zweiten Interglazialzeit eine Epoche des Rückzuges der Gewässer. „Aus dieser Epoche der Lössbildung in Deutschland, in der der prähistorische Mensch zuerst erschienen ist, kennt Verf. an der Oberfläche des Jordangebietes bis jetzt keine Reste. Es muss diese Epoche eine Zeit der Erosion der bisherigen Seeabsätze durch einschneidende Flüsse, der lokalen Ausfurchung und Tieferlegung der Thalbetten gewesen sein. Möglich, ja wahrscheinlich ist es, dass diese Tieferlegung des Thalbodens in jener Zeit sich auch auf den heutigen Seeuntergrund erstreckte, dass der nördliche, grössere Teil des T. M. damals erst wenn nicht angelegt wurde, so doch seine jetzige Tiefe erhielt, und zwar durch weitern Einsturz.

---

[1]) Der Djebel Esdoum, das Salzgebirge von Sodom, von E. L. S. (Mitth. d. k. k. geogr. Ges. Wien. 16. 1873.)

Auch echt vulkanische Ereignisse, Ergüsse von Lavaströmen, fallen in jene spätdiluviale Epoche. Durch Noetling's[1]) Untersuchungen wissen wir, dass sich bald nach der Ablagerung der Lisänschichten der Hochterrasse im S des Tiberiassees das Jarmukthal hinab ein gewaltiger Lavastrom ergoss, der sich vor der Mündung des Jarmukthales auf der bereits trockengelegten Jordanebene ausbreitete. In der folgenden Erosionperiode wurde dann dieser Lavastrom, der das Thal ausgefüllt hatte, wieder erodiert und in dem neu entstandenen Thale wurden »altalluviale Geröllmassen« abgesetzt. Letztere könnten sehr wohl unserer jungdiluvialen Niederterrasse entsprechen. So wie im Wâdi Jarmuk scheinen damals auch im Osten des Toten Meeres gerade in der Umgebung des nördlichen Beckens in jener Zeit vulkanische Eruptionen sich vollzogen zu haben, die der Mensch nicht mehr erlebte.

Auf der Westseite des Toten Meeres und südlichen Jordanthales und auf dem ganzen Ostabfalle des Plateaus von Judäa und Samaria bis zum Nahr Dschalûd giebt es nirgends Anzeichen von ehemaligen vulkanischen Eruptionen in Gestalt von Lava, Schlacke, Asche, trotz aller entgegenstehenden Angaben der nicht geologisch geschulten Besucher.

Während der dritten Eiszeit folgte eine abermalige Wasseransammlung innerhalb des breiten Thales und die Bildung der durch ihre grosse Flächenausdehnung wichtigsten, dritten oder tiefsten Diluvialterrasse. „Sie spielt sowohl in der Umrandung des Toten Meeres, besonders bei Masada und an der östlichen Basis der Lisänhalbinsel, als auch im Jordanthale eine grosse Rolle. Dort erscheint sie als ein endloses Gewirr von blendendweissen Tafelbergen, getrennt durch tiefe Schluchten, hier als einförmige, wüste Ebene, die auf der einen Seite mit steilem Gehänge zu der fruchtbaren, reich bewässerten Alluvialebene des Jordans abfällt. Von diesem Aussenrande, der im Süden nahe der Flussmündung etwa 50 *m* über dem Toten Meere gelegen ist, steigt sie langsam bis zu 150 *m* Höhe empor, um am Fusse der hier steil abgeböschten Hochterrasse zu endigen. Hier an dem durch seinen einspringenden Winkel kenntlichen Innenrande der Terrasse befand sich einst das Ufer des Sees der Niederterrasse, und die Brandung der Wogen unterwühlte während der Periode des hohen Wasserstandes das Gestade, die Böschung der Hochterrasse.

In ihrer Beschaffenheit entsprechen die Schichten der jüngsten Diluvialterrasse ganz denen der ältern, nur führen sie weniger grobe Gerölle. Ausser durch ihren regelmässigen, fein verteilten Gips- und Salzgehalt zeichnen sich die Lisänschichten speziell der Niederterrasse noch durch das unregelmässige Vorkommen von Schwefel und Asphalt aus.

Die Zerstörung der einstigen Diluvialmassen im Süden des Sees durch ein mit Erdbeben verbundenes Einsinken, der Untergang von Sodom und Gomorrha ist ein Ereignis aus dem Anfange der Alluvial- oder Postglazialepoche. Dieser letzte Abschnitt der Quartärperiode, der mit der historischen oder Jetztzeit zusammenfällt, stellt eine dritte Interglazialzeit dar, eine Trockenperiode, in welcher, wie in den vergangenen, die Gewässer zu einer so schweren Lauge konzentriert sind, dass wieder chemische Niederschläge im See vorherrschen, und die mechanischen Sedimente zurücktreten. Dem Alluvium fällt die Bildung der tiefsten Terrasse zu, das Thal des Jordans im engsten Sinne, das heute noch vom Flusse bei Hochfluten zum Teile überflutet wird, und das die üppigen tropischen Galleriewälder trägt. Am Toten Meere gehören hierher die niedrig gelegenen Uferpartien, die von der durch das ausgeworfene Treibholz gebildeten, zusammenhängenden Flutmarke so deutlich umkränzt sind. Im Süden aber finden wir die Schlammabsätze des Alluviums in der charakteristischen Sebcha, die bei

[1]) Üb. d. Lagerungsverh. einer quartären Fauna im Gebiete d. Jordanthales. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 28. 1886. p. 820, und Geol. Skizze d. Umgegend v. el-Hammi, Z. d. D. P.-V. X. p. 87.

ihrer geringen Höhe noch ganz der Hochflutregion des Sees zufällt und, wie es scheint, teilweise direkt ohne Vermittlung durch eine Niederterrasse an den plötzlichen Abfall der Hochterrasse anstösst. Ob der hier einst erfolgte Einbruch der Hochterrasse direkt mit dem in der Alluvialzeit erfolgten Untergange von Sodom in Zusammenhang zu bringen ist, bleibe dahingestellt.

Der Untergang der ältesten bis jetzt bekannten menschlichen Kultur im Jordangebiete mit den vier Städten Sodom, Gomorrha, Adama und Zebojim wird uns in der Genesis als ein furchtbares Ereignis geschildert, dessen Erinnerung sich durch Tradition von Geschlecht zu Geschlecht auch ohne schriftliche Aufzeichnung, ähnlich wie diejenige der prähistorischen Sintflut, erhalten konnte. Exegeten aller Nationen haben wiederholt sich dieses Themas bemächtigt und dabei oft die Erzählung des Alten Testamentes nach ihrem Verständnisse umgedeutet, ja einige geschilderte Einzelheiten oder sogar das ganze Ereignis für eine Unmöglichkeit erklärt. Für den kritischen Geologen stellt sich die Sache, soweit sie überhaupt genau zu verfolgen ist, höchst einfach.

Es war zunächst eine plötzliche Bewegung der den Thalboden bildenden Scholle der Erdkruste im Süden des Toten Meeres nach unten, ein selbstverständlich mit einer Katastrophe oder Erdbeben verbundenes Einsinken längs einer oder mehrerer Spalten, wodurch die Städte zerstört und »umgekehrt« wurden, so dass nun das Salzmeer davon Besitz ergreifen konnte. Dass letzteres überhaupt vorher noch nicht existiert habe, und der Jordan damals ins Rote Meer geflossen sei, widerspricht vollständig allen geologischen und sonstigen naturwissenschaftlichen Feststellungen von der Beschaffenheit des ganzen Gebietes, die sich nun einmal durch dialektische Künste nicht wegleugnen lassen.

Von einer vulkanischen Eruption, dem Ausbruche eines Vulkanes unter den Füssen der Sodomiter oder dem Ergusse eines glühenden Lavastromes, kann auch im Ernste nicht die Rede sein. Eher noch ist der Fall diskutierbar, dass der grosse nördliche, bis 399 *m* tiefe Teil des Sees erst damals sich eingesenkt habe. Dagegen spricht aber die Erwägung, dass bei einer so gewaltigen plötzlichen Raumvergrösserung und Vertiefung des bis dahin auf die südliche Region beschränkten Seebeckens in so jugendlicher Zeit auch ein schärferer Unterschied innerhalb der jüngsten Terrassen des Sees sich hätte ausprägen müssen, da ja als Folge davon das Wasserniveau auf einmal so beträchtlich sank. Der Gegensatz zwischen unserer Niederterrasse z. B. und dem Alluvium aber ist keineswegs so erheblich, als wie ihn eine plötzliche Entstehung und Ausfüllung des nördlichen Beckens zur Folge gehabt hätte. Die Katastrophe hatte im Vergleiche zu frühern Ereignissen relativ geringe Dimensionen und bestand in einer Senkung des ehemaligen südlichen Uferlandes um allerhöchstens 100 *m*. Die über die Städte so hereinbrechenden Wogen konnten dann die Ausebnung des Terrains weiter mit der Zeit herbeiführen.“

»Ich denke mir«, fährt Dr. Blanckenhorn fort »in der alluvialen Zeit Sodoms gerade den nördlichen Hauptteil des Sees als existierend, während an Stelle der südlichen seichten Bucht (1—6 *m* tief) von der Lisänhalbinsel an fruchtbares Uferland, das Ende des Thales Siddim, sich befand, das vielleicht in dem nördlichen einspringenden Winkel der Lisänhalbinsel mündete. Der Dsch. Usdum konnte damals vielleicht noch mit dem Hügel im Westen des Lisan zusammenhängen.

Auch das vorherrschende Auftreten des Asphalts in der Umgebung des südlichen Teiles spricht für die Annahme der Lage des Thals Siddim mit seinen Pechbrunnen im Süden. Die Landschaft »Sittim« (Josua 2, 1 und 3, 1; Joel 3, 23) am untern Jordan, aus der die Israeliten unter Josua auszogen über den Jordan, hat mit Siddim gar nichts (auch sprachlich nicht) gemein, ebenso wie die Jesaia 16, 5 und Jeremia 48, 34 in Verbindung mit Zoar genannten Wasser zu Nimrim (höchst wahrscheinlich = Bennamerium des Hieronymus = Wâdi Numara im SO des Toten

Meeres im Lande Moab[1]) mit dem heutigen Wādi Nimrin am alten Bet Nimra im Norden des Toten Meeres.

Dass die Pentapolis einst im Süden, das heisst an der Stelle der Sebcha oder auch der südlichen Seebucht gelegen hat, beweist schliesslich noch die höchst wahrscheinliche Lage von Zoar, des alten, der Vernichtung entgangenen Ortes im SO des Toten Meeres.

Die sodomitische Erdbebenkatastrophe wird übrigens nicht nur im Alten Testamente, sondern auch von griechischen und römischen Schriftstellern erwähnt, und hier zum Teile in Verbindung gebracht mit einer Auswanderung, bezw. Trennung dort wohnender Volksstämme. Das passt insofern zu dem Genesisberichte, als darin das Aufkommen und die Trennung der Moabiter und Ammoniter als eine Folge des Ereignisses geschildert wird. Nach Justin hatte mit dieser Katastrophe die Entstehungsgeschichte der verschiedenen Abzweigungen auch der kanaanäischen Menschheit begonnen. Er berichtet in seinen Auszügen aus dem Geschichtswerke des Pompejus Trogus: »Das Volk der Tyrier stammt von Phöniziern ab, welche, durch ein Erdbeben in Unruhe versetzt, ihre erste Heimat an dem syrischen Binnensee verliessen, bald darauf am nächsten Gestade des Meeres sich ansiedelten und eine Stadt erbauten, die sie wegen des Reichtumes an Fischen Sidon nannten«[2]). Der abflusslose See syrium stagnum wäre nach Jos. Bunsen das Tote Meer, das Erdbeben der Untergang der Städte Sodom und Gomorrha. Der »Erzählung vom Untergange dieser Städte liegt augenscheinlich unter anderem die Vorstellung zu Grunde, dass in jener Gegend vor undenklichen Zeiten eine höhere Kultur bestand als in geschichtlicher Zeit, und die andern Volksstämmen angehörte als denjenigen, die in geschichtlicher Zeit dort wohnten«. Pietschmann bringt mit dieser Angabe Justin's die Herodot's von der Herkunft der Phönizier vom erythräischen Meere in Verbindung. »Herodot hörte vielleicht von einem binnenwärts gelegenen Meere und hielt das, da er sonst keins kannte, für das erythräische.«

An Erdbeben hat es in der Bruchzone des Jordanthales auch in der Folgezeit nach dem Untergange Sodoms nicht gefehlt, wenn auch seitdem keine so schreckenerzeugende Katastrophe eingetreten ist. Bei all diesen Erdbeben hat sich nun, wie schon Strabo und Diodor berichten, die Eigentümlichkeit gezeigt, dass Massen von Asphalt unter blasenartigem Aufquellen des Wassers aus der Tiefe des Sees an die Oberfläche stiegen, wo sie durch den Wind allmählich dem Ufer zugetrieben wurden. Bei solchen Gelegenheiten, wie zum Beispiele bei den Erdbeben in den Jahren 1834 und 1837, haben die umwohnenden Beduinen durch Herbeischwimmen oder vermittelst Flössen oft ungeheure Mengen von Asphalt in Sicherheit gebracht und verkauft.

Die Erdbeben sind hier wie in allen zerklüfteten Schollengebirgen meist tektonischer Art, das heisst sie hängen mit Bewegungen von Schollen der Erdkruste an Spalten zusammen. Dazu kommen allerdings noch Einstürze des Oberflächenbodens infolge unterirdischer Aushöhlungen oder Auslaugung von Gips-, Kochsalz- und Kalklagern; doch sind solche nur von lokaler, mehr untergeordneter Bedeutung. Der grosse gleichmässige und zugleich schnelle Einsturz im Süden des Toten Meeres lässt sich kaum als blosse Folge einer Auslaugung des dort einst neben dem Dschebel Usdum befindlichen Steinsalzlagers erklären.

Solche grossen tektonischen Beben geben nun den in der Tiefe eingeschlossenen Gasen, Thermen, petroleum- und asphaltartigen Massen, ebenso wie auch den etwaigen feuerflüssigen Lavamassen besonders günstige Ge-

---

[1]) Beachtenswert sind in dieser Beziehung die Angaben bei Tristram, Land of Moab. p. 57.

[2]) Pietschmann, Geschichte der Phönizier in Oncken's Allgem. Geschichte in Einzeldarstellungen. 1889. p. 114 ff.

legenheit, durch die frisch geöffnete Gasse der Spalten emporzudringen zum Lichte des Tages. In erster Linie waren es jedenfalls Gase, und zwar, Kohlenwasserstoffe und Schwefelwasserstoff, welche, durch die einsinkende Erdscholle zusammengepresst, den Ausweg benutzten. Beide sauerstofffreie Gasarten aber sind brennbar, und die ersten ausserdem leicht entzündlich, ja können sich unter Umständen selbst entzünden, wie das in der Natur oft beobachtet ist. Ein zündender Blitzstrahl, wie er durch Psalm 11, 6, sowie Tacitus hist. V, 5 und Josephus bell. jud. IV. 8. 4 nahegelegt wird, ist nicht unbedingt nötig, um die Flamme hervorzurufen, wenn auch das Auftreten eines Gewitters keineswegs ausgeschlossen sein soll, wie solches ja oft mit Erdbeben und vulkanischen Eruptionen (am Vesuv) gleichzeitig verbunden ist. Jedenfalls konnte die ganze Luft über der geöffneten Spalte leicht plötzlich in Flammen stehen, und die verheerende Katastrophe brach mit doppelter Gewalt über die unglücklichen »Einwohner der Städte und was auf dem Lande gewachsen war« herein. Mit den Gasen aber mochte ganz wie auch bei den heutigen Erdbeben zugleich Asphalt und vielleicht Petroleum emporgestiegen sein, was natürlich ebenfalls in Brand geriet. Bei deren Verbrennung stieg Rauch auf, den Abraham vom Judäaplateau her erblickt haben soll, und der aussah wie ein »Rauch vom Ofen«. Zugleich wird sich ein starker Schwefelgeruch entwickelt haben, Schwefeldioxydgas oder schweflige Säure, die bei der Verbrennung des Schwefelwasserstoffes entstand. Da nun die sonstigen atmosphärischen Erscheinungen, wie Regen, Hagel und Schnee, von oben herabzukommen pflegen, so sagt die Erzählung Gen. 19, 24, dass es Schwefel und Feuer »vom Himmel herab« auf Sodom und Gomorrha »geregnet« habe.

Dass Bruchspalten, wie diejenige im Osten des Dschebel Usdum, in der Tiefe vorhanden sind und auch unter dem Toten Meere durchgehen, bedarf keines Beweises mehr. Es fragt sich höchstens, wie viele und wo. Molineux hat bei seiner kurzen Beschiffung des Toten Meeres im Jahre 1847 in dieser Beziehung eine höchst interessante Beobachtung gemacht, die uns für die Lage einer solchen submarinen Spalte Anhalt giebt. »Die ganze Länge des Sees, fast von Norden und nach Süden in gerader Linie, war an der Oberfläche ein breiter Streifen von Schaum, der nicht etwa vom Jordaneinflusse ausging, sondern einige englische Meilen westlich davon seinen Anfang nahm und in konstantem Aufblähen und anhaltend blasiger Bewegung gleich einem reissenden Strome die stille Wasserfläche durchzog. Zwei Nächte bemerkte man, zu Schiffe diesem weissen Schaumstreifen nahe bleibend, über demselben in der Luft gleichfalls einen weissen Streifen, gleich einer Wolke, die ebenso in der geraden Linie von Norden nach Süden so weit zog, als das Auge reichte«[1]).

Diese Thermen- und Asphaltspalte, die sich unter dem Wasser durch einen Böschungswechsel im Untergrunde kennzeichnet, würde in ihrer südlichen Verlängerung zwischen dem Vorsprunge der Lisanhalbinsel und der Westküste durchlaufen und dann im Westen des Dsch. Usdum der Mündung des Wadi el-Muhauwat zustreben, wo sie die eingesunkene schmale Senonscholle in dessen Delta östlich begrenzen könnte. Mit dieser Hypothese steht es in einem gewissen Einklange, wenn Burckhardt nach Erkundigungen angiebt, dass an der Furt zwischen dem Lisan- und dem Westufer das Wasser an einigen Stellen »ganz heiss« sei, und der »Seegrund ganz rote Erde zeige, daher er meint, hier möchten heisse Quellen im seichten Wasser sein«[2]). Es wäre zu wünschen, dass solche Beobachtungen bestätigt und ergänzt würden.«

---

[1]) Ritter, Die Erdkunde 15. Th. S. 2. 1850. p. 706.

[2]) Burckhardt, Trav. p. 394; bei Gesenius II. 664; s. Robinson, Pal. II. 470. — Ritter, Erdkunde l. c. p. 698.

Das Laibacher Moor schilderte J. Petkovšek [1]). Es erstreckt sich von Laibach bis Franzdorf und umfasst bei 20000 *ha*. »Die ganze Ebene, welche von Lunzersandstein, dann von den Raiblerschichten und Triaskalken und Dolomiten eingeschlossen ist, bildet ein zusammenhängendes Moorland in einem Becken, welches vor 50 Jahren noch durchschnittlich beinahe vier Monate ganz mit Wasser überschwemmt war. Durch die seit 50 Jahren ausgeführten Entwässerungskanäle aber hat sich das Laibacher Moor so bedeutend geändert, dass es nur wenig den Schilderungen aus frühern Zeiten gleicht. Ganz unzugängliche Stellen giebt es nicht mehr, und infolge der gegenwärtig leichtern Zugänglichkeit und der grössern Trockenlegung hat sich die Ausnutzung des Moorgrundes allenthalben gesteigert. Die fruchtbarsten Wiesen und Felder liegen heute auf Torfgründen.

Der Untergrund des Laibacher Moores ist meist ein zäher, bläulichgrauer oder gelber Thon, seltener Sand; nur die Uferdämme der Laibach, welche oft 3 bis 4 *m* über den normalen Wasserstand des zwischen Laibach und Ober-Laibach hinziehenden Flusses hervorragen, bestehen aus einem rötlichbraunen Lehm, der jedenfalls in dem nahen Karstgebiete entstand, nach und nach aber durch die unterirdische Laibach und andere Wasserläufe weggeschwemmt und an den Uferwänden abgelagert wurde. Dass dieser Lehm nichts anderes ist als ein Residuum des Laibacher Flusses, beweist der Umstand, dass sich die Felswände vom Ufer aus langsam auskeilen. Der Lehm selbst ist ein chemischer Absatz der korrodierenden Thätigkeit des in Spalten, Klüften und Höhlen des nahen Kalkgebirges zirkulierenden kohlensäurehaltigen Wassers.

Das genetische Moment dieser stark eisenhaltigen Lehmbildung tritt in den Lehmgruben bei Ober-Laibach insofern rein hervor, weil hier die Ablagerungsstätte wohl niemals von einem andern Wasser überschwemmt wurde als dem Höhlenwasser des nahen Karstes. Der Lehm selbst liefert ein vorzügliches Ziegelwarenmaterial.

In Österreich-Ungarn treten die Moore entweder in schmalen, flachen Thalrinnen von bedeutender Erstreckung in muldenartigen Vertiefungen oder in beckenförmigen Niederungen der ehemaligen Seen auf. Das Laibacher Moor repräsentiert ein Moorbecken. Jener See, aus welchem das Moor hervorgegangen ist, kommunizierte während der neogenen Tertiärperiode und auch noch zu Beginn der Diluvialzeit mit dem grossen vorgeschichtlichen See des Laibacher Beckens und mag aller Wahrscheinlichkeit nach eine Art Seebucht gewesen sein, die sich erst während der Alluvialzeit infolge der durch eine Senkung des Terrains hervorgerufenen Wasserstauung mit Pflanzenresten anfüllte, welcher Umstand besonders durch das geringe Gefälle der Laibach begünstigt wurde. Während der uranfänglichen Versumpfungs- und Vertorfungsperiode verlor sich

---

[1]) Umlauft's Rundschau f. Geographie. 19. p. 21 u. ff.

die bei Ober-Laibach entspringende Laibach in dem grossen Moorbecken, um möglicherweise an der Stelle des jetzigen Flussgerinnes zwischen dem Laibacher Schlossberg und Tivoli gleichsam von neuem wieder zu entspringen. Nachdem die Vertorfung eine gewisse Höhe erreicht hatte, entstand nach und nach, wie deutliche Spuren alter Wasserläufe noch heute beweisen, ein ganzes Wassernetz von natürlichen Kanälen, aus welchen schliesslich der gegenwärtige Flusslauf der Laibach hervorging. Ein altes Flussbett, über welches eine hölzerne Südbahnbrücke führt, ist noch heute zwischen Beuke und Podpeč auffallend gut erhalten. Die natürlichen Wassergräben, welche sich bis zum heutigen Tage erhalten haben, sind teils modifiziert, teils trocken gelegt worden.

Die Speisung des Laibacher Morastes erfolgt teils durch das Regen- und Schneewasser, welches in dem undurchlässigen Boden als Grundwasser zurückbleibt, teils durch die Hochwässer der Laibach und die Quellwässer, welche letztere als seltene Erscheinung mitten im Torfgrunde auftreten und den Torfbewohnern ein halbwegs geniessbares Trinkwasser liefern. Wird aber in der Nähe einer derartigen »Moorquelle« ein tiefer Graben gezogen, so verschwindet diese Quelle alsbald, und die Leute suchen dann durch Anbohrung des festen Grundes an andern Stellen nach Trinkwasser. Das Wasser ist ziemlich hart, weil bei der Torfbildung sich fortwährend Kohlensäure erzeugt. Ein Teil dieser Kohlensäure bleibt im Wasser gelöst, und hieraus erklärt es sich, warum die Gewässer, welche durch Torflager fliessen und an tiefern Stellen als Quellen wieder zum Vorscheine kommen, oft so viel Kohlensäure enthalten, dass sie als Mineralwässer (Säuerlinge) gebraucht werden könnten.«

Die Mächtigkeit des Moores ist sehr ungleich, aber nirgends über 3 *m*, am geringsten ist sie in der Nähe der das Becken umfassenden Gebirge.

12. Gletscher- und Glazialphysik.

Die Gletscherlawine an der Altels am Gemmipasse. Am 11. September 1895 stürzte dort in 3000 bis 3300 *m* Höhe ein gewaltiges Stück eines Hängegletschers ab, verschüttete mit den Eistrümmern die auf Berner Gebiet liegende Spitalmatte samt der Alpe Winteregg und tötete 6 Menschen, sowie 169 Stück Vieh. Im Auftrage der Gletscherkommission der Schweizerischen naturforschenden Gesellschaft hat Prof. Heim den Vorgang untersucht und darüber berichtet[1]).

Der Berg besteht aus Oberem Jura (Hochgebirgskalk), dessen Schichten ca. 30° nach Nordwesten abfallen und nach Südosten in steilen Wänden quer abbrechen. Zwei Seiten der dreikantigen

[1]) Neujahrsblatt 98 der Naturforschenden Ges. in Zürich. Der Text oben nach dem Referat von Tarnuzzer in der Deutschen Rundschau. **18.** p. 319.

Pyramide des Altels zeigen die quer abgebrochenen Schichtköpfe, während die dritte aus Schichtflächen besteht und den Scheitelfirn trägt. Die Sturzbahn der Gletscherlawine vom Scheitelfirn bis in den Thalboden der Spitalmatte wird durch diese ca. 30° geneigten Schichtflächen gebildet, die Anprallwand auf der entgegengesetzten Seite des Spitalmattekessels durch die Schichtenköpfe der Kreidekalke (Ueschinengrat).

Auf diesen schiefen Schichtplatten stürzte, nachdem sich ein von keinem menschlichen Auge vorher geschauter Anriss von der Form eines annähernd parabolischen Gewölbes gebildet hatte, eine Eismasse von etwa 4500000 *cbm* ab, fuhr über einige Felsabsätze, erreichte die flache Terrasse der »Tatelen«, ging zwischen zwei Rinnen über einen Felskopf hinaus und überschoss in freiem Fluge durch die Luft zum Teile den Fuss der Steilwand, der unberührt und geschützt geblieben ist. Diese Sturzbahn bis zum Beginne der Ablagerung hat 1440 *m* Höhe bei 3255 *m* Länge und einer Böschung von im ganzen 27°. Sie ist nicht völlig geradlinig. Der Stromstrich der Lawine war oben bis 600 *m* breit und reduzierte sich in der Rinne der »Tatelen« auf 250 *m* Breite. Die Zeit, welche der Eisstrom brauchte, um die Bahn zu durchlaufen, beträgt ca. 60^s; dabei ist die mittlere Geschwindigkeit zu 50 *m* angenommen, was die Geschwindigkeit eines Schnellzuges um das Dreifache übertrifft.

Etwa die Hälfte der Eismassen im Ablagerungsgebiete besteht aus reinen Trümmern von Gletscher- und Firneis, deren Grösse selten mehr als $^1/_2$ *m* Durchmesser erreicht. Die Mehrzahl erreicht kaum Faustgrösse; dazwischen liegen viele kopfgrosse Eisblöcke, die meist gut gerundet sind. Die Grundmasse besteht zum kleinsten Teile aus Firnschnee, meist aus Gletscher- und Firneispulver. Das Eiskonglomerat war ziemlich fest, schon bevor Frost eingetreten war, und diese Verfestigung fand, ähnlich wie bei den Grundlawinen, durch den innern Druck der Masse im Momente des Stillstehens statt, indem jener zur Regelation nach dem Experimente mit dem Schneeballe führte. Diese Beschaffenheit zeigt das Lawinenmaterial im ganzen Ablagerungsgebiete in gleicher Weise. Der Steingehalt dürfte im Durchschnitte nicht über 1 bis 2% betragen; er ist etwas grösser in den seitlichen Zonen der Lawine, während der mittlere Hauptstrich ärmer an Gesteinseinschlüssen ist und darum schon in der Entfernung heller erscheint. Fremde Einschlüsse fehlen dem Eiskonglomerate fast ganz; da die Lawine den Untergrund nicht aufgeschürft hat, so enthält jenes an Rasenfetzen, Sträuchern und Humuserde gar wenig. Was die Lagerung betrifft, so erscheint es merkwürdig, dass das Eiskonglomerat im grossen und ganzen als eine fast gleichförmige Schicht auf dem Boden der Spitalmatte ausgebreitet liegt. Der von hier der Kander zueilende Schwarzbach wurde weder länger gestaut, noch abgelenkt. Meist beträgt die Dicke des Eiskonglomerates 4 bis 5 *m*.

Da die Lawine einen gewaltigen Überschuss an lebendiger Kraft hatte, wäre es möglich gewesen, dass sie noch stundenweit in einem ihrem Hauptstriche entsprechenden Thale vorgedrungen wäre. Aber quer vor der Sturzbahn erhebt sich der Ueschinengrat als eine Wand, die ca. 400 *m* über die Thalfurche emporsteigt. Die Lawine brandete hier hinauf bis 320 *m* hoch und bekleisterte sie mit Eiskonglomerat. Da aber die Wand zu steil war, als dass sie hätte darauf stehen können, so stürzte die Brandungswelle auf den Lawinenstrom zurück und blieb hier als zurückgeworfene Brandungswelle stehen, wie dies auch bei grossen Bergstürzen beobachtet wird. Hier ist das Eiskonglomerat lockerer und höckeriger gelagert, die Fluidalstreifen der Lawinenmasse, die in ruhigen Linien sanft fächerförmig auseinander gehen, ziehen sich unter diese neuen Trümmer hinein; zudem erscheint das Eiskonglomerat viel dicker, stellenweise bis zu 15 *m*, da es doppelt gelagert ist. Eine andere Unregelmässigkeit in der Lagerung der Lawine verursachten die Rückströme: bei stärkerem Steigen des Untergrundes konnte die einheitlich hinaufgefahrene Lawine nicht stille stehen; es entstanden Abrisse, von denen aus rückwärts gehende Eistrümmerströme sich entwickelten. Am Fusse der Steilböschung häufte sich so der Rückstrom in lockern Wulsten an, ganz wie wir dies von Schutt- und kleinern Schneerutschungen im Gebirge her kennen. Einer der Rückströme ist fast 700 *m* lang; er gewährt ganz den Anblick eines kleinen Gletschers oder Schuttstromes und zeigt einen hohen und moränenförmigen Uferwall, der an einigen Stellen doppelt und dreifach angelegt ist. Am rechten Ufer dieses Rückstromes stauten sich teilweise seine Randmassen an einer höhern Terrasse und »scheerten« sich dadurch vom übrigen Strome ab, der dann an den Scheerklüften vorbeiglitt und dieselben mit Rutschstreifen furchte. In den seitlichen Regionen von Grundlawinen, von Rutschungen lehmigen Schuttes und in den Randpartien der Eismassen bei Eisgängen der Flüsse trifft man solche gestreifte Scheer- oder Gleitflächen ebenfalls häufig. Die ganze von Eiskonglomerat überschüttete Fläche wird von Heim auf 1 *qkm* geschätzt.

Rings um die Lawine zieht sich ein Streifen, auf welchem Eisgerölle und Eisstaub den Boden nicht mehr geschlossen bedecken; Heim nennt ihn die Spritzzone. Die Art der Eisverteilung in ihr zeigt, dass das Eiskonglomerat nicht direkt hierhergeströmt, sondern geblasen worden ist. Im Ablagerungsgebiete der Lawine finden sich an deren Oberfläche massenhaft isolierte, weisse, rein abgeriebene Eiskugeln verstreut, deren Entstehung man nur dadurch erklären kann, dass der vom Strome mitgerissene Windschlag an dessen Oberfläche viel Eisstaub ausblies und die eingeschlossenen Eisgerölle blosslegte, wozu noch die Abschmelzung trat, die den porösen Eisstaub rascher als die Eiskugeln verschwinden machte. In der Spritzzone liegen die weissen, im Mittel kopfgrossen Eisgerölle, zwischen denen am Boden, gleichsam fest angedrückt, eine Rinde von schmutzigem Eisstaube erscheint, nie dicht. Auf den Strecken, wo

die Grenze zwischen Lawine und Spritzzone nicht verwischt ist, liegt der Eisstaub 1.5 bis 0.5 *m*, im weitesten Teile der Fläche jedoch nur wenige Centimeter dick.

Die Richtung des Windschlages stellt sich in der Spritzzone als Fächer dar, der von einem Mittelpunkte am Fusse eines Felskopfes der »Tatelen« ausgeht. Die Streifung der Spritzzone aber strahlt nicht von einem Mittelpunkte in der Sturzbahn, sondern vom Fusse derselben, d. h. von derjenigen Stelle als Fluchtpunkt aus, wo die Lawine über den Felskopf der »Tatelen« herunter frei durch die Luft geflogen kam. Die Lawine quetschte hier die Luft unter sich zusammen, und diese flog radial auseinander. Sie riss an der Unterfläche der Lawine deren gelockerte Teile mit sich und verspritzte sie in radialer Richtung. Dabei fand eine Sonderung des Materiales statt: das Eismehl wurde vom Windschlage über die ganze Spritzzone verteilt, die kompakten Eisgerölle wurden vom Eismehl freigeblasen und vereinzelt über die Fläche gestreut. Der Autor macht es wahrscheinlich, dass die isolierten Eiskugeln auf der Lawine an deren Oberfläche durch den Wind freigeblasen, diejenigen der Spritzzone aber vorherrsehend an der Unterseite im Moment, bevor die Lawine auf den Boden aufschlug, weggeblasen wurden. Die Beobachtung des Freiblasens der Eisgerölle durch den vom Windschlage bewegten Eisstaub bei einer Gletscherlawine ist unseres Wissens hier zum ersten Male konstatiert worden.

Die Spritzzone hat nur einen geringen Steingehalt; in einigen Strichen aber enthält sie mehr Gesteinsmaterial als die Lawine, vielleicht deshalb, weil ihr Material von der Unterfläche und den Randpartien der Lawine stammt. Von andern Wirkungen des Windschlages sind diejenigen auf die Alphütten, Tiere und den Wald zu erwähnen. Balken der Hüttentrümmer wurden auf die gegenüberliegende Thalseite, den Ueschinengrat, 440 *m* über den Thalboden, hinaufgeworfen. Ebenso Tierleichen, von denen viele ganz unverletzt waren; sie wurden vom Windschlag unter der Lawine herausgeworfen und vor derselben an den Grat hinaufgeschleudert. »Sie flogen vor der Lawine her wie die Herbstblätter vor dem Sturme«; für manche derselben beträgt die Wurfdistanz 500 bis 1000 *m*, die Wurfhöhe 250 bis 350 *m*. Von Arven (Pinus Cembra) und Lärchen, welche auf den Hügeln im südwestlichen Teile der Spitalmatte einen herrlichen alten Bestand gebildet, wurden ca. 1000 Stämme in parallelen Reihen niedergelegt. Die Richtungen konvergieren alle mit dem Wurzelende nach der gleichen Stelle hin, von der aus die Eisstaubstreifen ergehen, und nehmen also Teil an der gleichen fächerförmigen Anordnung der sämtlichen Windspuren in der Spritzzone. Hier konstatiert Prof. Heim eine weitere neue Wirkung des Eisstaubgebläses: Die scharfen, eckigen Eissplitter und der Gesteinsstaub wirkten, vom Windschlage bewegt, wie eine Feile und schälten die Rinde der Stämme und Wurzeln bis ins weisse Holz hinein ab. Es ist darum nicht zu verwundern, wenn man in der Spritzzone die

abgefegte Rinde nicht in Fetzen herumliegen sieht; sie ist im Gegenteile sägemehlartig zerstäubt worden. Da die dem Winde zugekehrten Wurzelstöcke an der Unterseite geschält, die Wurzelstocklöcher mit Eismehl verkleistert und oft nur die Stossseiten der Äste geschält sind, so muss das Eisstaubgebläse hauptsächlich nach dem Waldwurfe gearbeitet haben. Die intensive Arbeit aber kann nur kurze Zeit angedauert haben.

Heim berechnet als Masse der Spritzzone: 2170 *m* grösster Durchmesser und 910 000 *qm* Fläche. Das ganze Ablagerungsgebiet, Lawine und Spritzzone, nimmt eine Fläche von 1 910 000 *qm*, also beinahe 2 *qkm* ein. Abrissgebiet und Sturzbahn mitgerechnet, ergiebt sich für die gesamte von der Gletscherlawine an der Altels betroffene Grundrissfläche etwas über 3.5 *qkm*. Das Volumen des Gletschersturzes beträgt etwa den sechsten Teil der beim Goldauer Bergsturze von 1806 abgelösten Masse.

Wir übergehen den sechsten Abschnitt der Schrift: »Die mechanischen Masse« überschrieben, und wollen nur noch des Zusammenhanges des Sturzes von 1895 mit einem ähnlichen Gletscherbruche an der Altels vom 18. August 1782 erwähnen. Ebel (1793) und Gerh. Phil. H. Normann (1798), sowie das Totenbuch der Gemeinde Leuk im Wallis sprechen davon. Damals kamen durch einen Gletschersturz, der die ganze Spitalmatte bis zu den Winteregghütten verwüstete, 4 Menschen, 65 Rinder und 20 Schafe ums Leben. Auch damals schlug die Verwüstung weit an den gegenüberliegenden Ueschinengrat hinauf, und wurden Rinder durch die Luft hingetrieben. Der Schwarzbach aber erfuhr ebenfalls keine gefährliche Stauung. Bei der Gletscherlawine von 1895 hat der Windstoss dann direkt auf den Waldrand geschlagen, der 1782 die Grenze der Verwüstung im Walde bildete, und ihn niedergefegt. Den Ursachen der beiden Abstürze des Altelsgletschers widmet Heim den achten Abschnitt seiner gehaltreichen Schrift, und zwar werden hier sorgfältig die Gletscherstände und klimatischen Verhältnisse von 1782 und 1895 verglichen. Für die erstern liefert hier F. A. Forel, für die letztern Billwiller Belege.

Weder für 1782, noch für 1895 hat ein aussergewöhnliches Anwachsen des Altelsgletschers die Ereignisse herbeigeführt. In der Balmhorngruppe, wo die Altels liegt, waren von den siebenziger Jahren an überhaupt keine Gletscher im Vorrücken, im Gegenteile zeigen sich fast alle Gletscher der Schweizer Alpen infolge der grossen Hitze der Sommer von 1893 bis 1895 in einer Rückzugsphase. Heim fügt diesem bei, dass in den Jahren des allgemeinen grossen Vorstosses, 1818 bis 1820 und 1850 bis 1855, keine Gletscherlawine an der Altels sich ereignet hat. Ein Ausbruch von im Gletscher gesammeltem Wasser, wie bei der Katastrophe von St. Gervais, kann hier auch nicht als Ursache in Frage kommen.

Was die meteorologischen Verhältnisse anbelangt, so gingen sowohl 1782 als 1895 dem Gletschersturze mehrere Jahre vorwiegend

trockener und warmer Witterung voraus. Der Wärmeüberschuss war nach Billwiller für die höhern Regionen noch viel bedeutender als für die Tiefe, und er sucht die unmittelbare Veranlassung zur Katastrophe vom 11. September 1895 in der Föhnperiode vom 26. August bis 11. September, in welcher die obern Luftschichten einen ausserordentlichen Grad von Wärme und Trockenheit erlangten. Die vorausgegangenen relativ warmen Sommer und geringen Niederschläge der letzten Jahre mochten die Situation vorbereitet haben.

Aber dieser Wärmeüberschuss konnte in der Höhe des Altels-Gletscherbruches keine solche Schmelzung von oben bewirken, dass dieselbe zur Abtrennung der 4500000 *cbm* Eis führte. Über 3330 *m* giebt es kein fliessendes Schmelzwasser; die von oben kommende Erwärmung wird nur noch zur Sinterung des Firnes verwendet; das Wasser gefriert, lange bevor es das Gletscherbett erreicht hat. Heim nimmt darum an, dass die Erwärmung von unten, das Steigen der Temperatur der Unterlage die Lostrennung eines Stückes des Hängegletschers bewirkte. Die Bestrahlung des Bodens in heissen Jahren ist in solchen Höhen noch viel grösser als in der Tiefe. Wenn nun aber auch im Eise selber in solchen Höhen fliessendes Schmelzwasser nicht zu finden ist, die Erwärmung des Eises von oben als Ursache der Loslösung ausgeschlossen bleibt, so ist dafür die Wirkung der Sonnenstrahlung auf die Felsen des Altelsgipfels in Betracht zu ziehen. Die Erhitzung der Felsen fand eine gewisse Ausgleichung nach innen; an der Sonnenseite des Altelsgipfels träufelten während des heissen Sommers 1895 die Schmelzwasser über die erhitzten Felsen und wurden durch Schichtfugen und -risse in das Innere des Felsens geleitet, die Erwärmung in den Kern der Pyramide hineintragend. Auf der Sonnenseite des Altels war in diesem Jahre die Bodentemperatur einige Meter tief im Felsen vielleicht 5° höher als sonst; unter dem Gletscher stieg sie um 1 bis 1.5°, und als summiertes Resultat der drei letzten warmen Sommer erschien der Gletschersturz. In normalen Zeiten kann der Altelsgletscher auf seiner steil geneigten Unterlage nur dadurch sich halten, dass er auf der Unterlage angefroren ist. Direkte Beweise für dieses Angefrorensein sind übrigens das Fehlen von karrenartigen Furchen in der Richtung des grössten Gefälles, von Moränenspuren oder von Gletscherschliffen. Der Fall, wie wir ihn in der Altelsgletscherlawine vor uns haben, kann nur eintreten, »wenn der Gletscher mit seinem untern Teile auf einer so steilen, glatten, nach unten offenen Grundlage ruht, dass er sich nicht halten kann, ohne angefroren zu sein; wenn er ferner gerade in derjenigen Höhe liegt, wo die mittlere Bodentemperatur in normalen Zeiten ein wenig unter 0° steht; und endlich, wenn die Gestalt des Gipfels einer gesamten Durchwärmung günstige Bedingungen bietet.«

Die Gletscher Norwegens besprach E. Richter[1]). Unter denselben nehmen die beiden grossen Plateaugletscher Folgefond und Jostedalsbrae das grösste Interesse in Anspruch, ja man hat nach ihnen einen eigenen Gletschertypus, den norwegischen, aufgestellt. »Er ist wie alle Gletscherformen durch den Oberflächenbau bedingt. Das schneebedeckte Fjeld, die wellige, durch Kuppen und Mulden gegliederte Landfläche mit Firn überzogen, das ist der norwegische Gletschertypus. Wo aber alpine Bergformen oder doch den alpinen ähnliche vorkommen, dort finden sich auch Thal-, Kar- und Hängegletscher, wie in den Alpen, und zwar besonders zahlreich die zwei letzten Formen, da Kahre (Botner) ebenso häufig sind als ungegliederte steil geneigte Hänge. Typisch entwickelte Thalgletscher finden sich viel seltener, weil regelmässige hochgelegene Thalsysteme selbst in den stärkst gegliederten Hochgebirgen Norwegens (Jotunheim) nicht vorhanden sind; es sind meistens nur verkümmerte Formen zu sehen. Die norwegische Gletscherlandschaft, welche von dem charakteristischen Plateaugletscher beherrscht wird, hat doch einen wesentlich verschiedenen Charakter, je nachdem aus dem Firne Eiszungen durch steile Schluchten in tiefe Thäler und Fjorde hinabhängen oder nicht. Man könnte danach glauben, es mit zwei ganz verschiedenen Arten von Plateaugletschern zu thun zu haben, solchen, bei denen sich das Einzugsgebiet in der Höhe, das Schmelzgebiet im Thale befindet, und solchen, bei denen auch das Schmelzgebiet auf hohem Fjelde liegt. Zur erstern Gruppe gehörten Folgefond, Jostedalsbrae, Fresvikbrae, Aalfotbrae und die dem Jostedalsbrae sich anschliessenden, Ravnefjeld-, Rustoefjeldbrae u. a.; zur zweiten die Gletscher des Langefjeld, der Hardangerjöckull und einzelne in Jotunheim.

Doch wäre es eine Täuschung, zu glauben, bei der ersten Gruppe geschähe der ganze Abzug durch die aus ihnen abströmenden steilen und tief herabhängenden Eiszungen. Das ist vor allem bei Folgefond nicht der Fall, aber auch bei Jostedalsbrae, von dem doch mehr als zwanzig Eiszungen bis nahe zum Meeresniveau oder doch bis in tiefe Thalsohlen herabreichen, wird nur ein Teil des grossen Firnfeldes durch diese entlastet; ein namhafter Teil des zu schmelzenden Materiales wird auf der Höhe des Plateaus verzehrt, de Seue drückt das so aus: Mehrere hundert Gletscher zweiter Ordnung befänden sich, neben jenen zwanzig erster Ordnung, die in die Thäler hängen, auf der Höhe des Fjeldes. Doch scheint die Bezeichnung Gletscher erster und zweiter Ordnung hier überhaupt nicht angebracht. Die steilen schmalen Eiszungen, wie Bojum-, Buar-, Bondhus-, Brixdalsbrae und so viele andere, die aus dem Jostedalsfirn und dem Folgefond herabhängen, haben mit den alpinen Thalgletschern, die Saussure Gletscher erster Ordnung nannte, ebensowenig gemein, wie die breiten Eiskuchen auf der Fjeldhöhe mit

[1]) Hettner's Geogr. Zeitschrift. 2. 1896. p. 305 u. ff.

seinen Gletschern zweiter Ordnung, bei denen er an Kar- und Hängegletscher dachte.«

»Das Gletscherfeld Folgefond (oder Folgefonn) befindet sich bekanntlich auf einem Fjeldstücke, das im Westen vom eigentlichen Hardangerfjord, im Osten vom Sörfjord, im Süden vom Aakrefjord umgeben ist und nur im Südosten mit dem Festlande zusammenhängt. Der Flächeninhalt dieses Landstückes beträgt 1740 *qkm*. Es ist durchwegs mit hohem Fjeld erfüllt, das nach allen Seiten steil zum Meere abfällt, an seinem Rande aber auch von tiefen kurzen Thälern angeschnitten ist. Die mit Schnee und Eis bedeckte Fläche beträgt nach einer planimetrischen Messung auf der Amtskarte 288 *qkm*. Es ist dies die mittlere ungegliederte und unzerschnittene Partie des Gebirgsstockes. Sie bildet einen sanft gewölbten Dom. Allen Besuchern und Beschreibern ist von jeher diese Eigenschaft im hohen Grade aufgefallen. Wie ebenflächig das Firnfeld ist, wird wohl am deutlichsten dadurch illustriert, dass seit Jahren für die Besucher eine Schlittenfahrt eingerichtet ist. Man reitet bis zur Breidablickhütte 1325 *m*, dort wird das Pferd vor einen Schlitten gespannt, und nun werden die noch bis zum höchsten Punkte zu überwindenden 300 *m* Höhenunterschied meist im Trab zurükgelegt.

Diese Ebenheit der firnbedeckten Fjeldpartie steht im auffallenden Gegensatze zu der bewegten Oberfläche des nicht von Schnee eingehüllten Fjeldes, sowohl des in der nächsten Umgebung, als auch anderer ähnlicher Gebiete, zum Beispiele des jenseits des Sörfjords gelegenen Hardangerfjeldes, von dem Folgefond nur ein abgetrenntes Stück ist.

Hierin liegt ein deutlicher Beweis, in welchem Grade Firnbedeckung durch Auschluss der Wassererosion (trotz der Gesamtabnutzung) erhaltend auf die Landfläche einwirkt. Es ist nicht zu zweifeln, dass kleinere Unebenheiten durch die Firnbedeckung verhüllt werden und zu Tage träten, wenn diese verschwände; trotzdem bliebe der Unterschied gegen das stark gefurchte Fjeld, das seit der letzten Eiszeit der Atmosphäre ausgesetzt ist, gross genug.

Auf dem schneefreien Fjelde, das den Folgefond umgiebt, sind deutlich zweierlei Thäler zu unterscheiden. Einmal solche, deren Erosionsnullpunkt am Meeresspiegel liegt, und die daher tief und mit ungemein steilen Wänden in den Gebirgskörper eingeschnitten sind, wie das Bondhusthal und Jordal; dann eine zweite Gattung, bei denen der Erosionsnullpunkt, dem sie ihre jetzige Gestalt verdanken, viel höher lag, die also viel weniger tief in das Fjeld eingesenkt sind. Sie werden gegenwärtig ebenfalls zum Meere hin und vielfach in die tiefgelegenen Thäler der ersten Gruppe hinab entwässert; aber steile und hohe Stufen, die noch keineswegs ausgeglichen sind, trennen sie von ihnen; man sieht sofort, dass sie einer andern Bildungsperiode angehören; sie münden hoch an den Thalwänden der tiefen Furchen aus. Diese Scheidung der flachen Fjeldthäler von den tiefen Fjordthälern kehrt überall in Norwegen wieder.

Die Eisströme, welche dem grossen Firnfelde entfliessen oder von ihm ausgepresst werden, endigen ihrer überwiegenden Mehrzahl nach in den viel zahlreichern, hochgelegenen Fjeldthälern, deren oft botnerförmige obere Endungen sich unmittelbar an das Firnfeld anschliessen. Im allgemeinen kann man sagen, der Rand des Folgefondes sei so beschaffen, dass eine ziemlich regelmässige Abwechslung zwischen solchen flachen Thälern, die am Gletscherrande ihren Ursprung nehmen oder sich andeutungsweise noch unter die Eisdecke hinein verfolgen lassen, und den flachen Rücken, welche diese Thäler trennen, auftritt. An den Rücken läuft die Eis- oder Firndecke flach und dünn aus; das sind die Stellen, wo sie am leichtesten zu betreten ist; in die Thalmulden senken sich breite Eislappen meistens mit ziemlich geringer Neigung, manchmal auch steiler, fast immer mit regelmässigen Spalten hinab. Eine eigentliche Zungenbildung mit unbetretbarem Spaltengewirr ist nicht häufig, tritt aber wiederholt auf.

Ein Abfluss von Eisströmen in die tief eingeschnittenen Thäler der ersten Gattung ist am Folgefond nur an zwei oder drei Stellen zu finden. Einmal im Bondhusthale, wo der prachtvolle Bondhusbrae bis auf 314 *m* Meereshöhe hinabreicht, und im Jordal, wo Buarbrae eine ungefähr gleiche Meereshöhe erreicht. Der dritte Fall, Pytbraeen, bleibt zweifelhaft; das Gletscherende liegt bei 660 *m*; doch ist das Thal, als Seitenthal des Bondhusthales, der ersten Gattung zuzurechnen.

Alle andern, auf 20 oder 30 zu schätzenden Eislappen erreichen nur Thäler der zweiten Art; so die Zunge neben der Breidablickhütte, die Zungen am Mysevand, Godalsvand, Joklevand, Jelavand, Blaavand, Kjeringsboten, Mosevand und andere. Einige Zungen hängen zwar in tiefere Thäler, erreichen aber die Sohle nicht, so die Zungen über dem Sandviksaeter. Vielleicht könnte auch Pytbraen hierher gerechnet werden. Die Endungen dieser Eislappen liegen in Höhen von 800—1000 *m*. Doch ist der Unterschied der Gestalt noch viel auffallender, als er in den Höhenzahlen zum Ausdrucke kommt; dort die blendenden Eiskaskaden in wilder Schlucht, mit ihrem reichen malerischen Vordergrunde, der keulenförmigen Ausbreitung am Ende; hier flache Eiskuchen in öder Umgebung.

Es ergiebt sich hieraus von selbst, dass die berühmten Thalgletscher der ersten Art, so sehr sie von jeher die Aufmerksamkeit auf sich gezogen haben, für die Ökonomie des Gletschers von sehr geringer Bedeutung sind. Gewiss ist die Eisquantität, die durch sie abfliesst, im Verhältnisse zu ihrer geringen Breite nicht klein, da sie dafür schnellere Bewegung besitzen; der massgebende Teil des Ablationsgebietes liegt aber oben auf dem Fjelde in dem flachen, unansehnlichen aber breiten Eisrande, der den Firn von allen Seiten umgiebt. Will man also die Höhe der klimatischen Firngrenze ermitteln, so muss man diesen Eisrand abrechnen. Man wird in seiner Schätzung nicht zu niedrig greifen dürfen, da in Norwegen, wenigstens bei Fjeldgletschern, das Verhältnis von Einzug- und Schmelzgebiet ein anderes zu sein scheint, als in den Alpen.«

Auf Grund eigener Messungen setzt Pof. Richter die klimatische Schneegrenze für Folgefond auf 1460—1500 *m* an.

»Ganz anders als Folgefond ist das zweite grössere Gletschergebiet Jostedalsbrae beschaffen. Und zwar liegt der Unterschied darin, dass nicht, wie bei Folgefond, nur der mittlere höchste Teil eines Plateaustückes in die Firnregion aufragt, sondern, man kann sagen, fast das ganze Fjeldstück, auf dem der Firn ruht. Dadurch wird bewirkt, dass viel mehr Eiszungen in tiefe Fjordthäler hinabhängen, als bei Folgefond. Der Kontrast zwischen den tief eingesenkten Fjorden und dem hohen, unzerschnittenen Fjelde ist also noch viel schärfer und ärmer an Übergängen, als dort.

Der Gebirgsrücken, der Jostedalsbrae trägt, hängt mit den Plateauflächen an der obern Otta so innig zusammen, dass es schwer ist, eine Grenzlinie zu ziehen. Er hat merkwürdigerweise eigentlich gar keinen Namen. Denn »Brae« gleich Gletscher ist kein Name für ein Gebirge. Es würde sich vielleicht die Einführung des Namens Jostefjeld empfehlen, als Abkürzung für den Satz: Das Fjeld, das Jostedalsbrae trägt.

Dieses »Jostefjeld« im weitesten Sinne dehnt sich von SW bis NO fast 100 *km* aus. So lang ist wenigstens die zusammenhängende Firnbedeckung. Diese beginnt mit dem Vetlefjordbrae, unweit Balestrand in Sogne, und endigt an dem Skridulaupbrae bei Polfos an der Otta. So weit wird allerdings der Name »Jostedalsbrae« gewöhnlich nicht ausgedehnt. Das erste Stück vom Vetlefjord bis zur Einschnürung des Plateaus zwischen Lundethal und Boiumthal heisst Jostefond. Seine Firnbedeckung umfast 64 *km*.

Das nächste Stücke des Plateaus bis zur Lodalskaupe oder zum Pass zwischen Erdal (Stryin) und Jostedal ist der eigentliche Jostedalsbrae. Der Gebirgsbau ist hier folgendermassen beschaffen: Zwischen Sognefjord und Nordfjord ist eine geschlossene Plateaumasse von 60—70 *km* Breite

gelagert (70 *km* beträgt die Entfernung von Lekaner nach Olden; 60 *km* von Skjolden in Lyster bis Nedstryin), die Höhe dieser Bergmasse schwankt nur unbedeutend um 1900 *m*. Von nahe oder fern gesehen, überrascht sie immer von neuem durch fast ganz ungestörte Horizontalität ihrer Kontur. Wie eine oben gerade abgeschnittene weisse Wolkenbank erscheint sie sowohl im Panorama der Berge von Jotunheim oder Romsdal, wie von nähern Thalpunkten aus.

Diese Bergmasse ist durch tief eingeschnittene »Fjordthäler« stark gegliedert, was bei der ganz gleichen Höhe und Ebenheit aller einzelnen Glieder von entferntern Standpunkten aus leicht übersehen wird. Im Norden schneiden ein: Jölster, Stardal, Olden-, Loën- und Stryinthal; im Süden der Fjärlandfjord, Veitestrand, Jostedal und Lysterfjord mit Mörkereid und Fortunthal, um nur das Wichtigste zu nennen. Dadurch entstehen eine Art Hauptkette und sehr deutlich ausgebildete Nebenketten. Freilich nicht etwa Gebirgskämme, sondern langgestreckte Hochflächen, Plateaustreifen könnte man sagen, mit steilen Wänden; an manchen Stellen bis 10 und 12 *km* breit, an andern bis auf einige Hundert, ja Dutzend Meter reduziert. Aber auch in diesem Falle ist der Plateaucharakter des schmalen Rückens streng gewahrt. Der Hauptrücken ist durchaus verfirnt, die Nebenrücken grösstenteils; einige von ihnen bilden ganz geschlossene, sehr ansehnliche Firngebiete, wie der Zug zwischen Stardal, Meklebostdal und Oldenthal, oder der zwischen Loën und Olden; andere sind mehr durch Fjeldthäler aufgelöst, so dass nicht ein zusammenhängender Firn, sondern einzelne Gletscher vorhanden sind, wie im Zuge zwischen Veitestrand und Fjärland.

Da Aalfotbrae 125.2 *qkm*, Folgefond 288 *qkm* und Hardanger Jökull 135.2 *qkm* messen, so ergiebt sich für die vier grössten zusammenhängenden Firngebiete Mittelnorwegens allein eine Fläche von 2224 *qkm* gegen 1462 *qkm* der Ostalpen. Die Gesamtvergletscherung dieses Landesteiles — also ohne die Gletscher des Nordlandes — wird danach wohl nicht unter 3000 *qkm* betragen.

Die Schneegrenzverhältnisse in unserem Gebiete sind sehr eigentümliche. Die Erscheinung hoch über die Schneegrenze emporragender schneefreier Häupter neben tief liegenden, ausgedehnten Schneeansammlungen, überall in Norwegen häufig, tritt hier besonders überraschend auf. Zahlreiche Gipfel von mehr als 1900 *m* Höhe sind in der Umgebung des Jostedalsbrae schneefrei, und zwar nicht etwa nur zackige Hörner, sondern, dem Gebirgscharakter ensprechend, runde, breite Kuppen, die Enden der aus dem Plateau hervortretenden Sporne. Daneben ist aber das Plateau selbst bis fast 1600 *m* herab in Schnee eingehüllt, ja die höchsten Teile des ungeheuren Firnfeldes sind kaum höher als jene schneefreien Häupter, der grösste Teil niedriger. Neben diesen hohen schneefreien Häuptern giebt es im Jostedalsbrae-Gebiet wieder eine Anzahl überraschend niedrig liegender Gletscher. Der höchste Punkt von Frudalsbrae liegt nur 1575 *m*; von Stendalsbrae 1631 *m*; von Gundvordbrae 1568 *m* hoch. Es sind das kleine Gletscher zwischen Fjärland und Veitestrand, und es darf nicht übersehen werden, dass sie allein von dem ganzen Gebiete auf einer Rektangelkarte (Blatt Sognedal) wiedergegeben sind. Danach würde man die Schneegrenze mindestens gleich der in Folgefond auf etwa 1500 *m* ansetzen müssen. Dem widerspricht aber der Befund am Hauptgletscher ganz entschieden.

Nach dem jetzt vorliegenden Materiale hält Verf. 1600 bis 1650 *m* für die wahrscheinliche Höhe der klimatischen Schneegrenze auf Jostedalsbrae. Wenn sie also hier höher liegt als auf Folgefond, so kann die Erklärung nur im Verhältnisse zum Meere gefunden werden. Folgefond hat keine höhern Inseln oder Berge zwischen sich und dem Meere; wohl aber Jostedalsbrae.

Die grössten Plateaugletscher des Innern sind Fortsetzungen des Jostedalsbrae. Das Gebiet, in dem sie auftreten, ist an seiner Aussenseite durch die Verzweigungen des Nordfjord und der Fjorde von Söndmöre, im äussersten Südosten auch von den letzten Ästen des Sognefjords (Listerfjord) angeschnitten. Die Wasserscheide liegt nahe dem Meere, und die Fjordthäler, die zu ihm hinabziehen, sind kurz und steil, wie das von Merock, das Videdal und Sundal bei Stryin. Die zwischen diesen Thälern und den Fjorden stehen gebliebenen Stücke des Fjeldes sind hoch und so stark von tiefen Thälern gegliedert, dass sie einen sehr wenig norwegischen Charakter zeigen und mehr an die Alpen erinnern als ein anderer Teil Norwegens.« Die Schneegrenze liegt in diesem Gebiete nach Prof. Richter nicht unter 1600 *m*.

Die ehemalige Vergletscherung des nördlichen Schwarzwaldes hat C. Regelmann untersucht[1]). Er kommt zu dem Ergebnisse, dass das Gebiet um die Hornisgrinde einer dreimaligen Eisbedeckung unterworfen war, welche genau mit den drei Eiszeiten der Alpen zusammenfiel. Bei der ersten Vereisung wurde der nördliche Schwarzwald bis zu 600 *m* Seehöhe herab bedeckt, dann folgte in der ersten Interglazialzeit rasches Zusammenschmelzen der Gletscher und entsprechend lebhafte Thalbildung. Die zweite Eiszeit war intensiver, indem das Inlandeis sich einerseits bis ins Rheinthal, anderseits gegen den Neckar hin ausdehnte. Die darauf folgende zweite Interglazialzeit zeichnete sich durch Trockenheit und Lössbildung aus. Ihr folgte die dritte Eisperiode, während deren die Gletscherbildung bis zu 670 *m* Seehöhe herabreichte und im Quellgebiete der Kinzig die Rossbergkare gebildet wurde, während beim Rückzuge des Gletschers die höhern Karsysteme entstanden.

Über die Gletscherschwankungen im Adamello- und Ortlergebiete berichtete Prof. Finsterwalder[2]), nachdem er im August 1895 einige Thäler dieser Alpen bereist und Nachrichten über die Gletscherbewegung eingezogen hatte. Es ergab sich, dass von 16 Fernern neun vorrücken (Mandron-, Lobbia-, Vedretta rossa, Vedretta la Mare, Fürkele-, Sulden-, Unterer Ortler-, Trafoier- und Madatschferner), drei stationär sind (Zufall-, Rosim-, Laaserferner) und vier zurückgehen (Presena-, Langen-, Ebenwand- und Zayferner). In auffälligem Rückzuge ist nur der Langenferner. Es ist demnach ein starkes Überwiegen der Vorwärtsbewegung bei den Gletschern des untersuchten Alpengebietes zu konstatieren. Ob die Vorwärtsbewegung auf die Dauer anhalten wird, ist zunächst zu bezweifeln, es hat vielmehr manchmal (z. B. beim Zufall- und Rosimferner) den Anschein, als ob der Höhepunkt der Vorrückungsphase bereits wieder überschritten sei. Zukünftige Beobachtungen müssen darüber aufklären.

Über die Bedeutung der tiefgelegenen Gletscherspuren im mittlern Europa verbreitete sich G. Steinmann[3]). Er bezieht

[1]) Württemb. Jahrb. f. Nat. u. Landeskunde 1895. Heft 1.
[2]) Mitteil. des deutschen u. österr. Alpenvereins. Nr. 2. p. 20.
[3]) Berichte über die Versammlungen des Oberrheinischen geolog. Vereins. 29. Versammlung 1896. Stuttgart 1896.

sich auf die glazialen Stauchungserscheinungen und Grundmoränenspuren, welche Klemm und Thürach von Darmstadt und aus Franken beschrieben haben, die wohl geeignet seien, unsere Vorstellungen von der Ausdehnung der Inlandeismassen und der Höhe der Schneelinie zur grossen Eiszeit schärfer zu präzisieren, als es bisher der Fall war. Die Natur der beobachteten Vorkommnisse schliesst auch seiner Ansicht nach eine andere Deutung, als die, welche die Verfasser ihnen gegeben haben, aus, wie es denn überhaupt schwer fallen dürfte, für alle die zahlreichen Beispiele solcher Erscheinungen, welche im Laufe der letzten Jahre im südlichen Deutschland aufgefunden und beschrieben sind[1]), eine andere auch nur einigermassen befriedigende Erklärung zu geben.

»Die von Thürach mitgeteilten Beobachtungen dürften besonders lehrreich für die Vertreter derjenigen Auffassung sein, nach welcher sowohl die Grundmoräne-artigen Geschiebeanhäufungen als auch die Stauchung der oberflächlichen Gesteinslagen nur auf einem stets dem Gehänge folgenden Gleitungsvorgange unter Ausschluss der Mitwirkung einer Eisdecke zurückgeführt werden können. Dem von Klemm beschriebenen Vorkommen kommt eine erhöhte Bedeutung wegen der sehr geringen Meereshöhe (ca. 150 *m*) zu, in welcher es sich findet.

Nach des Verfassers im badischen Oberlande (also in einer über 200 *m* Meereshöhe befindlichen Gegend) gemachten Beobachtungen kam er zu dem Ergebnisse[2]), dass die Höhen von 300 *m* aufwärts als Ausgangspunkte für eigene Vereisungen gedient hätten, und dass das Oberrheingebiet bis zu Höhen von 300—200 *m* hinab im Bereiche der Inlandeis-Bedeckung gelegen hätte. Er musste aber die Frage noch offen lassen, ob zu jener Zeit eisfreies Gebiet überhaupt noch vorhanden gewesen sei oder nicht. Nachdem nun Klemm aber selbst in Höhen von 150 *m* die Wirkungen des Inlandeises in bestimmtester Weise hat verfolgen können, darf die obige Frage in dem Sinne beantwortet werden, dass während der grössten Ausdehnung des Inlandeises in Mitteleuropa eisfreies Gebiet überhaupt nicht existiert hat. Die Schneegrenze kann keinesfalls höher als 200 *m* gelegen haben, wahrscheinlich aber lag sie noch tiefer. So weit sich die Sachlage jetzt übersehen lässt, stösst eine genaue Bestimmung der damaligen Höhe der Schneelinie in Mitteleuropa überhaupt auf grosse Schwierigkeiten, und es dürfte sich empfehlen, genaue Nachforschungen im südlichen Europa vorzunehmen, nach denen sich ein annähernd sicherer Rückschluss auf die Verhältnisse in Mitteleuropa ergeben würde.

Freilich steht ein auch nur vorläufiger Abschluss dieses Teiles des Glazialproblems erst dann zu erwarten, wenn eine Einigung

---

[1]) Die meisten derselben sind bei Thürach (28. Ber. 4. 8. 1895) erwähnt.

[2]) Zeitschr. d. geol. Ges., 1892. 44. 545.

darüber erzielt sein wird, ob die Stauchungserscheinungen und Lokalmoränen, wie sie jetzt mit wesentlich gleichbleibenden Merkmalen in den verschiedensten Gegenden Mitteleuropas nachgewiesen sind, nur eine glaziale oder auch eine andere Deutung zulassen.

Die Wissenschaft ist an der Lösung dieser Frage in mehr als einer Hinsicht interessiert. Einerseits können die Einzelheiten der Oberflächengestaltung in unserer Gegend erst dann vollständig richtig begriffen werden, wenn der Anteil, den die glaziale Thätigkeit daran genommen hat, unzweideutig festgestellt ist. Verf. denkt dabei u. a. an das seiner Ansicht nach keineswegs gelöste Problem der Karen- und Karstbildung. Anderseits werden die Verschiebungen, welche die organische Welt in ihrer Verbreitung zu Beginn und während der Pleistozänzeit, speziell in Europa, erfahren hat, verschieden gedeutet werden können, je nachdem wir uns die Inlandeisdecke zeitweise das ganze mittlere Europa überziehend denken, oder uns nur die Mittelgebirge mit relativ wenig ausgedehnten Eisfeldern und Gletschern bedeckt vorstellen.«

Pseudoglaziale Erscheinungen und Bewegungen des Erdbodens. M. Blanckenhorn machte schon 1895 darauf aufmerksam, dass die bedingungslose Deutung einer Gruppe von Oberflächenerscheinungen, die in mitteldeutschen Gebirgen beobachtet worden sind, als Glazialphänomene, nicht haltbar sei, und wies darauf hin, dass, abgesehen von Penck, namentlich englische Autoren (Sir H. de la Bèche und J. Geikie) schon längst in viel einfacherer Weise besagte Erscheinungen sich zu erklären gewusst haben.

Er hat nun die von ihm angenommene Erklärungsweise ausführlicher auseinandergesetzt und begründet[1]). Es handelt sich um das, was Steinmann 1892 als »Lokalmoräne«, Prestwich im gleichen Jahre als »Rubble drift« zusammenfasste, und welches schon vor ihnen Thomson 1877 als »Steinflüsse« und »Pseudomoränen«, Fuchs 1872 als »verschobenes Terrain« und in der Mitte dieses Jahrhunderts Trimmer 1851 als »Warp« (im Englischen = der von der Flut ausgeworfene Schlamm) bezeichnet. Unter allen diesen Namen verstanden die betreffenden Forscher die häufig zu beobachtende moränenartige Oberflächenschicht, die dadurch von dem Untergrunde wesentlich abweicht, dass sie ausser den Verwitterungsprodukten des letztern Gesteinstrümmer fremder Herkunft enthält, welche aus höher gelegenen Punkten durch irgend welche Naturkräfte hinabgeführt sind. Zu diesen fremden Elementen gehören auch die umgebogenen und ausgezogenen Schichtenköpfe des unterliegenden Schichtgesteines, für die Lorié neuerdings den Ausdruck »queues« = Schwänze, Schweife, einführt. Die Entstehung des »Warp«, die nach Trimmer und Fischer zeitlich hauptsächlich in das Ende des Diluvium fallen soll, schreibt schon Fischer wesentlich

[1]) Ztschft. d. deutschen geologischen Gesellschaft. 48. p. 382 u. ff.

den Wirkungen von Regen und Frost zu, während Trimmer mehr an sedimentären Absatz aus Gewässern gedacht zu haben scheint.

Fischer hielt diese komplizierte Erscheinung irrtümlich für die Folgen von unterirdischer Erosion durch Grundwasserrinnen oder »channels of dreinage«. Wohl mag diese Erklärung für ganz vereinzelte Fälle zutreffen, für die Mehrzahl gewiss nicht. Diese Einfaltungen und Vermengungen des »Warp« mit dem Untergrunde gehören eben, wie zuerst Fuchs eingehend begründet hat, nicht minder in den Kreis der Bodenbewegungen wie das einfachere Einsinken der Gerölle innerhalb des »Warp«, das ja Fischer richtig zu erklären wusste. Es sind Verschiebungen des plastischen Terrains durch die Wirkungen der eigenen Schwere, des Regens und Frostes.

»Ganz besonders häufig«, bemerkt Blanckenhorn, »findet man den »Warp« in Verbindung mit dem Hochterrassenschotter, den fluviatilen Absätzen der Haupteiszeit, und unter dem Löss, d. h. den äolischen Gebilden der folgenden Trockenperiode oder Interglazialzeit. Es erklärt sich das auch ohne die Annahme einer lokalen Vergletscherung der betreffenden Gegend schon durch die damaligen allgemeinen Klimaverhältnisse im nördlichen Europa, das häufige Gefrieren des Bodens, die Belastung durch die fast permanente Schneedecke, die stete Durchtränkung des Bodens durch die Schneeschmelzwässer. Die gewaltigen Hochfluten der Flüsse trafen an deren Ufern auf die Ränder des überall von den Gehängen sich gegen die Thalsohle hinab bewegenden Warp oder Erdgletschers, der Pseudomoränen, der Schlammströme mit ihren Blockanhäufungen. So vermischten sich hier geschichtete, sandige Flussablagerungen mit ihren abgerundeten Geröllen und Blocklehm.«

Was die Bewegungen des Untergrundes unter den diluvialen und moränenartigen Ablagerungen anbelangt, so sind diese verschieden je nach der Beschaffenheit des Gesteines. Sie fehlen bei festen und zugleich dickbankigen Felsarten.

»Dünngeschichtete und schieferige Gesteine erlitten durch den Druck der auflastenden Schotter- und Blockmassen und der ehemaligen, diluvialen Schneedecke die früher vom Verfasser genauer beschriebenen Knickungen oder knieförmigen Umbiegungen in der Tiefe bis zu der die lockernde Wirkung des Grundwassers und Frostes reicht. Wo widerstandsfähige dicke Gesteinsbänke mit weichen Thon- oder Lettenlagen wechseln, sinken die durch Klüfte isolierten Quadern in das plastische Thongestein ein und pressen dasselbe in den Klüften empor. An Abhängen, wo die infolge der nachträglichen Schichtenbeugung geneigte Grenzfläche zwischen einer obern festen und einer untern plastischen Gesteinsschicht einer schiefen Ebene entspricht, gleiten auf letzterer stets Stücke des hangenden Gesteines herab unter gleichzeitiger Stauchung und Faltung der thonigen Massen. So wird die Grenze von thonigen und kalkigen oder sandigen Gesteinen an Gehängen mehr oder

weniger durch herabgerutschte Blöcke der letztern verhüllt, auch wenn alle Schichten horizontal sind oder sogar im allgemeinen gegen den Berg einfallen.

Besteht endlich der Untergrund nur aus nachgiebigem Materiale, z. B. Keuperletten, tertiärem Thone oder Sanden oder gar abwechselnden Thon- und Sandlagen, so zeigen sich die Wirkungen der Oberflächenbewegungen am intensivsten. Am verständlichsten erscheint noch das einfache vertikale Einsinken der oberflächlich aufgelagerten Gesteinsblöcke in das weiche Material, verbunden mit Aufpressung des letztern an den Seiten rings um die entstandene Vertiefung. Besonders auffallend sind aber bei thonigem Untergrunde die Terrainverschiebungen in horizontaler Richtung dem Abhange entsprechend. Die Masse gleicht in dieser Beziehung wirklich einem Lavastrome oder Schlammstrome und bedarf zu ihrer allerdings viel langsamern Fortbewegung nur eines ganz ausserordentlich geringen Oberflächenneigungswinkels. Bei dieser Verschiebung des Terrains, die sich bis zu 3 *m* Tiefe erstrecken kann, werden natürlich wie beim Schlamm- oder Lavastrome die an der Oberfläche befindlichen Teile, speziell die aufliegenden fremden Gehängeschuttmassen und die Diluvialablagerungen, besonders Sand und Kies oder der Warp, mit Leichtigkeit eingefaltet und in die Tiefe gezogen, so dass sie hier als Bänder zwischen den Schichten erscheinen. Auf diese Weise entstehen die innigen »Vermengungen der Moräne mit dem Untergrunde« und die »Einfaltungen«, wie das so oft beschrieben worden ist.«

Indem Blanckenhorn eine Reihe von Einwendungen widerlegt, welche besonders G. Klemm in einem Artikel: »Über die Glazialerscheinungen im Odenwalde und Spessart«, erhoben hatte, spricht er sich entschieden gegen die Hypothese einer allgemeinen Vergletscherung Mitteldeutschlands aus und sagt: »Noch steht der Streit um die Entstehungsursache der viel zitierten »Dreikanter« in gutem Angedenken, die, zuerst natürlich als echt glazial gedeutet, jetzt im geraden Gegensatze dazu als Wind- und Wüstengebilde bei trockenem Klima aufgefasst werden. Auch von den Strudellöchern oder Riesentöpfen weiss man jetzt, dass sie beinahe eben so gut fern von Gletschern als unter ihnen entstehen können.

Dasselbe gilt dann auch von den beschriebenen Bewegungen des Erdbodens, die daher den »Pseudoglazialerscheinungen« im Sinne von Penck anzuschliessen sind.

»Da auf solche allein sich bis jetzt die Annahme einer Vereisung der mitteldeutschen (!) Gebirge stützt, so fällt mit der naturgemässern Deutung derselben auch die Hypothese. Es ist kein Rückschritt in der Erkenntnis der Vorgänge der Diluvialzeit, wenn wir zu der alten Auffassung zurückkehren, die glücklicherweise noch in den meisten Lehrbüchern und Karten der Verbreitung der Vergletscherung in Europa zum Ausdrucke kommt: Zwischen den Alpen und der norddeutschen Ebene waren innerhalb Deutschlands nur die

Vogesen und der südliche Schwarzwald in erheblichem Masse selbständig vergletschert, von den übrigen deutschen Gebirgen aber höchstens noch die seen- und kesselreichen Hochregionen des Bayrisch-Böhmischen Waldes (Osser, Arber) und des Riesengebirges.«

Die Gletscher des Ixtaccihuatl schilderte M. E. Ordóñez, der den Berg zweimal, im April und Oktober 1890, bestiegen hat[1]). Hiernach liegen in den beiden Depressionen, welche die drei Gipfel des Ixtaccihuatl — den Pico del Norte oder die Cabeza del Muerto, den Pico medio und den Pico del Sur (Los Picos) — von einander trennen, Eismassen, die ihre Entstehung aus Firnschnee deutlich erkennen lassen. Nur die Masse zwischen den zuletzt genannten Gipfeln zieht sich an der westlichen Flanke des Berges ein beträchtliches Stück thalab — in einer Gesamtlänge von 350 bis 450 *m*. Die Eismasse zwischen dem Nord- und Mittelgipfel erscheint heute sehr zusammengeschmolzen; aus den mächtigen Seitenmoränen, welche rechts und links von derselben liegen, muss man aber schliessen, dass auch sie einst viel grösser gewesen ist, und der terrassenförmige Aufbau der Moränen kann nicht gut anders gedeutet werden, als dass das Zusammenschmelzen stossweise und mit Unterbrechung erfolgt ist. Dass die beiden Ixtaccihuatl-Gletscher so merkwürdig verschiedene Ausdehnungs- und Abschmelzungsverhältnisse zeigen, vermag M. E. Ordóñez nicht zu erklären.

Die Eiszeit im Himalaya behandelte Dr. Carl Diener[2]) auf Grund der Wahrnehmungen während seiner 1892 unternommenen Expedition in den Central-Himalaya. Da die Route sich im grossen ganzen als eine Umwanderung des Nanda Devi-Massivs, des mächtigsten unter den vergletscherten Massiven des Central-Himalaya darstellte, so waren es insbesondere die Thäler der Goriganga und Alaknanda mit einzelnen seitlichen Zuflüssen, in denen ihm auf der Südseite der Wasserscheide Gelegenheit zur Aufsuchung alter Gletscherspuren geboten war.

Dr. Diener macht nachdrücklich auf die merkwürdige Thatsache aufmerksam, dass im Central-Himalaya auch in der Umgebung des heute noch vergletscherten Terrains jene Scharen kleiner Hochseen vollständig fehlen, wie sie in den Alpen und Pyrenäen innerhalb bestimmter Höhengürtel eine so hervorragende Rolle spielen. »Soweit ich,« sagt er, »innerhalb der Hochregion des Central-Himalaya von Gurhwal und Kumaon Hochseen kennen gelernt habe, sind sie entweder Moränenseen, wie Shangaskund am Ostufer des Milam-Gletschers, oder Einsturzbecken, wie jene kleinen Tümpel in den oberjurassischen Spiti Shales zwischen Laptal und Shalshal,

---

[1]) Memorias de la Sociedad Cientifica »Antonio Alzate«. 8. p. 31 u. ff. Geogr. Zeitschr. 1896. p. 56.

[2]) Mitteil. d. k. k. geogr. Ges. in Wien. 1896. Nr. 1. p. 1 u. ff.

die ihre Entstehung der Auslaugung von Gips und Alaun in jenen Schiefern verdanken. Dieser Seenmangel ist umso auffälliger, als in einzelnen andern Teilen des Himalaya sich ein grosser Reichtum an solchen Hochseen entfaltet, deren Entstehung man gegenwärtig zumeist auf glaziale Erosion zurückführt. Hooker und Sir Richard Temple haben zwei derartige Seenregionen im nordöstlichen Sikkim beschrieben, und F. Drew erwähnt die Anwesenheit zahlreicher kleiner von Roches moutonnées umgebener Hochseen in der Kette des Pir Panjal (Kashmir) in einer Höhenstufe von ca. 12000 e. F. (3650 *m*). Da der Gesteinscharakter des Nanda Devi-Massivs mit jenem des Grenzgebietes zwischen Tibet und Sikkim und des Pir Panjal identisch ist — alle diese Distrikte gehören der Gneiszone des Himalaya an — so müssen es Faktoren anderer Art sein, von denen das Auftreten von Hochseen im Himalaya abhängig ist.«

Neben dem Mangel an Hochseen, die nicht zwischen den Moränen der jetzigen Gletscher liegen, sondern echte Felsbecken sind, ist auch der Mangel an typischen Karen und Gehängecirken in der Hochregion des Nanda Devi-Massivs bemerkenswert. Nicht als ob solche überhaupt fehlen würden, allein sie treten doch sehr zurück gegenüber den reinen Erosionstrichtern, die ihre Entstehung der Wassererosion verdanken. Für den Höhengürtel unterhalb der gegenwärtigen Verbreitungsgrenze der Gletscher ist im Central-Himalaya von Kumaon und Gurhwal jedenfalls nicht das Kar, beziehungsweise die Nische, sondern die Regenschlucht, der Erosionstrichter das massgebende Element im Oberflächenrelief der Gehänge. Verf. besitzt in seiner Kollektion zahlreiche Photographien, welche diese Erscheinung illustrieren, die z. B. auch in dem grossen von ihm aufgenommenen Panorama der Girthi Peaks von Martoli Encamping Ground (Johár), deutlich hervortritt. »Wenn man mit E. Richter die Schwäche der Wassererosion neben der Wandverwitterung als eine Grundbedingung der Karbildung anerkennt, so liegt es nahe, die ungleich stärkern Niederschläge auf der indischen Seite des Himalaya für die geringere Entwicklung echter Kare verantwortlich zu machen. Durch die dem grössern Ausmass der Niederschläge entsprechend gesteigerte Erosion erscheinen hier die typischen Kare in ungleich höherem Masse als in den Alpen zu Gunsten der Erosionstrichter verdrängt.

Während der Mangel an Reliefformen, die mit der ehemaligen Vergletscherung des in Rede stehenden Gebietes in einen gewissen Zusammenhang gebracht werden könnten, auf Rechnung klimatischer Faktoren, insbesondere der reichlichen Niederschläge und der intensiven Verwitterung zu setzen sein dürfte, geht es nicht an, das Fehlen irgendwelcher Glazialspuren unterhalb Laspa im Gorithale und unterhalb Juma Gwár im Thale der Dhauli Ganga ebenfalls diesen Faktoren zuzuschreiben. Die scharf ausgeprägte Südgrenze der Glazialspuren legt vielmehr die Schlussfolgerung nahe, dass die alten Gletscher des Gori- und Alaknanda-Thales wirklich nur bis

Laspa, beziehungsweise bis Juma Gwár abwärts gereicht haben. Diese Ansicht teilt auch der genaueste Kenner der geologischen Verhältnisse dieses Gebietes, C. L. Griesbach, indem er in seiner vortrefflichen Monographie des Central-Himalaya ausdrücklich betont, der Milam-Gletscher müsse während der Quartärzeit bis halbwegs zwischen Milam und Munshiári (d. i. eben die Gegend von Laspa) herabgereicht haben, wo noch Moränenmaterial vorhanden sei.«

Eine Eigentümlichkeit der ältern Ablagerungen glazialen Ursprunges im Central-Himalaya von Kumaon und Gurhwal ist die Seltenheit von Grundmoränen in denselben. »Auch gegenwärtig noch sind die grossen Gletscher des Central-Himalaya durch die Entwicklung riesiger Oberflächenmoränen ausgezeichnet. Die Zunge des Milam-Gletschers beispielsweise ist auf eine Länge von $6^1/_2$ *km* so vollständig mit Moränenschutt bedeckt, dass sie sich von den gleichfalls mit Schutt überrieselten Thalgehängen kaum abhebt. Die hohen, steilen Wände, welche die zumeist schmalen und langgestreckten Eisströme umranden, senden unaufhörlich ihr Verwitterungsmaterial auf die letztern herab, das unter dem Einflusse der reichlichen Niederschläge sich zu gewaltigen Massen anhäuft. In dieser Richtung dürften die Verhältnisse während der Eiszeit kaum wesentlich andere gewesen sein. Die Steigerung des Glazialphänomens war nicht so bedeutend, um die Ausdehnung des eisfreien, über die Gletscherströme aufragenden Terrains erheblich zu vermindern. Auch von den diluvialen Gletschern des Central-Himalaya wurden daher überwiegend Oberflächenmoränen verfrachtet, während in den ungleich stärker vergletscherten Alpen der Gesteinstransport zumeist unter dem Eise vor sich ging.«

Was die grössere Ausdehnung der quartären Gletscher des Himalaya anbelangt, die zuerst Sir Josef Hooker behauptete, so sind Spuren einer solchen viel weniger scharf ausgeprägt als in den europäischen Gebirgen. Die stärkere Einwirkung der atmosphärischen Denudation und die längere Dauer dieser Einwirkung seit dem Ablaufe der letzten Vergletscherung — behauptet Godwin-Austen — hätten alle leichter zerstörbaren Anzeichen jener Vereisung bereits nahezu vollständig verwischt. Auch Lydekker meint, dass mit Rücksicht auf die geringe Deutlichkeit von Glazialspuren, selbst in der Nähe der heutigen Gletscher des Himalaya, der Mangel von solchen in den äussern Ketten des Gebirges nicht auffallen und keineswegs als ein Argument gegen eine ehemalige Vereisung der letztern angesehen werden könne; denn die klimatischen Verhältnisse seien der Erhaltung von Glazialbildungen in jenen Regionen überaus ungünstig.

»Ohne«, sagt Dr. Diener, »die Bedeutung dieses wiederholt zu Gunsten einer ausgedehntern Vergletscherung des Himalaya ins Feld geführten Faktors gänzlich in Abrede stellen zu wollen, muss ich doch sagen, dass mir diese Bedeutung erheblich überschätzt worden zu sein scheint. Zu dieser Überzeugung bin ich gerade

durch meine eigenen Erfahrungen in Kumaon, Gurhwal und den angrenzenden Teilen von Hundés gelangt. Sowohl im Thale der Goriganga bei Laspa, als in jenem der Alaknanda bei Juma Gwár ist die Südgrenze der Verbreitung von Bildungen zweifellos glazialen Ursprunges so scharf markiert, dass man dieselben schwerlich auf Rechnung der atmosphärischen Denudation setzen kann. Wenn man annehmen wollte, dass weiter thalabwärts die Anzeichen der Vergletscherung durch die Verwitterung beseitigt worden seien, so müsste eine Übergangszone zwischen dem von solchen Anzeichen freien und dem mit deutlichen Glazialspuren ausgestatteten Terrain vorhanden sein. Von einer solchen ist aber nichts wahrzunehmen, vielmehr stellen sich die Glazialbildungen an den beiden erwähnten Lokalitäten sogleich in ganz typischer Entwicklung und bedeutender Mächtigkeit ein und erfüllen weiter aufwärts die Hochthäler des Gebirges wie in den europäischen Alpen. Diese Thatsache trat mir im Himalaya in so auffallender Weise vor Augen, dass ich unter dem unmittelbaren Eindruck derselben in einem Briefe an Herrn Prof. E. Richter der Überzeugung Ausdruck gab, die Südgrenze der Glazialspuren im Central-Himalaya bezeichne auch thatsächlich die Südgrenze der quartären Vergletscherung.

Auch in der Umgebung von Naini Tál müssten meiner Ansicht nach Glazialspuren sichtbar sein, wofern jene Gegend während der Eiszeit wirklich vergletschert gewesen wäre. Durch die Anlegung einer neuen Kunststrasse sind hier so viele Aufschlüsse und Entblössungen geschaffen worden, dass man das Fehlen jedweder Glazialbildungen allerdings als ein Argument gegen eine quartäre Vergletscherung in den äussern Ketten des Himalaya betrachten darf. Wenn in dem alten Bergsturzgebiete von Naini Tál Rutschflächen und Harnische unter einer Decke von Oberflächenschutt erhalten bleiben konnten, so muss die Möglichkeit einer solchen Konservierung auch für Gletscherschliffe zugegeben werden. Dass durch den Strassenbau ausschliesslich pseudoglaziale Bildungen blossgelegt wurden, scheint mir eben zu beweisen, dass echte Glazialspuren hier überhaupt niemals vorhanden waren, keineswegs aber die Annahme zu rechtfertigen, dass sie erst nachträglich durch die Verwitterung und die atmosphärische Denudation zerstört worden seien.

»Wenn ich das Ergebnis dieser Ausführungen kurz zusammenfasse, so glaube ich, dass die Annahme einer sehr ausgedehnten Vergletscherung des Himalaya, die selbst die äussere Kette des Gebirges oder gar die Siwaliks betraf, als nicht hinreichend begründet bezeichnet werden muss. Die quartären Gletscher reichten in den Thälern von Sikkim und Gurhwal bis ca. 2500 *m*, in Kashmir bis 1950 *m*, in dem niederschlagsarmen Spiti nur bis 3300 *m*, im obern Indusgebiete bei Skardo bis 2100 *m*, im Chilas vielleicht noch etwas tiefer hinab. Unterhalb dieser Höhengrenze fehlen sichere Anzeichen einer ehemaligen Vereisung. Wollte man das Ausmass der Vergletscherung des Himalaya im Vergleiche zu jener der Alpen charak-

terisieren, so könnte es am besten in dem Sinne von W. T. Blanford dahin geschehen, dass die quartäre Vereisung des Himalaya beiläufig einem Gletscherstande in den Alpen entspricht, bei dem die Eisströme des Berner Oberlandes bis in die Gegend von Interlaken reichen würden.«

Die Oberflächenformen der Gletscher wurden von Rob. Sieger in den Ötzthaler-, Stubaier-, Ortler- und Adamello-Alpen und am Gornergletscher studiert[1]). Er fand die Schmelzformen des Hochgebirgsschnees in völliger Übereinstimmung mit jenen der winterlichen Schneedecke. Selbst die im Bereiche einer konstanten Windrichtung so gewöhnliche, treppenförmige Aufeinanderfolge der Schichten und Schichtköpfe frischen Schnees mit den charakteristischen, scharf absetzenden, bisweilen zum Überhange unterschmolzenen, bisweilen zu Wülstchen aufgewehten Rändern fand er im Gebirge und sah auch, wie die beginnende Abschmelzung deren so schön geschwungene Konturen in kleine Spitzchen zerfranst, so dass man an angewitterte Schichtenköpfe von Kalk erinnert wird. Die Dünenbildung und die maulwurfshügel- oder ackerschollenartige Anhäufung des Schnees durch den Wind wurde oft wahrgenommen, die zwischen diesen Häufchen unregelmässig verlaufenden Gänge liessen aber nirgends die charakteristische Ausbiegung in der Windrichtung erkennen, welche die Schlagintweit den »Schneegangerln« zuschreiben. Die Firn- und Schneeschalen, eine Oberflächenform, die an Verbreitung mit den eben genannten wetteifert, sind mit den von Ratzel beschriebenen »Senkungen« des Schnees beim Tauen identisch. Er fand solche bis zu 1 *m* Länge und nahezu gleicher Tiefe. Seine Beobachtungen bestätigen den von Heim angenommenen Einfluss der warmen Luft auf ihre Entstehung.

Von karenähnlichen Formen konnte er die folgenden vier Typen häufig wahrnehmen:

»1. Echte Karen, am typischsten beobachtet im Schnee des Hochferners an der Schwarzseescharte. Sie entstehen auf steiler geneigten Böschungen aus den Firnschalen, indem von deren Randkämmen die längs der Böschung verlaufenden zu zusammenhängenden Linien verschmelzen, während die Quergrate sich erniedrigen und verflachen. Die Längsgrate sind vereist und oft überhängend. Neben dem herabrieselnden Schmelzwasser hat der Wind Anteil an ihrer Bildung. Die Böschung ist meist auf der Windseite etwas sanfter.

2. Einfache Cannelierungen in Neu- und Altschnee, sowie in Firn (Firnfurchen im Sinne Heim's). Sie folgen ebenfalls der Böschung und sind von grosser Regelmässigkeit des Verlaufes. Von wenigen Millimetern bis zu mehrern Dezimetern Tiefe, zeigen sie noch grössere Unterschiede in bezug auf die Abstände der einzelnen

[1]) Mitteil. d. deutschen u. österr. Alpenvereins. 1896. Nr. 20, 21, 22.

Furchen. Mitwirkung des Windes war in einigen Fällen zu erkennen, in andern ausgeschlossen. Das Herabrieseln der Schmelzwasser scheint die Hauptursache ihrer Entstehung zu sein.

3. Mitunter zeigen die Rinnen verwandter Art, welche im ganzen der Böschung folgen, eine gewundene Form wie Wasserläufe und gehen auch nach Art von solchen auseinander oder zusammen.

4. Karen zweiter Ordnung, scharfe, stark zerfressene, oft zu Fenster- oder Pferdekopfformen ausgenagte Grate des Schnees, die aber quer zum Gefälle der Oberfläche verlaufen. Sie entstehen aus der Anhäufung einzelner Schnee- oder Firntrümmer, wie sie bei Lawinen statthat. Die einzelnen Schollen oder Platten tauen an ihren Rändern am meisten auf und schmelzen durch Regelation zusammen. Die Richtung der sehr verzweigten Kämme, zwischen welchen oft breite Mulden liegen, hängt von den Stellen grösster Schneeanhäufung ab. In aperem Eise entstehen ähnliche Formen dort, wo Eishügel die Gletscheroberfläche zusammensetzen — auf dem Gornergletscher bis 2 *m* hoch — und die Abschmelzung der Grate verschärft und unterhöhlt. Man hat hier mitunter den Eindruck von Dolomitbergen kleinen Massstabes.

An solchen Eishügeln vollzieht sich auf der Sonnenseite noch ein anderer Prozess. Sie werden in kleine Säulen und Türmchen zerfressen, welche an die Auswaschungsformen unter dem Wasserspiegel von Eisseen erinnern. Ein schöner See auf dem Gornergletscher mit einer deutlichen Strandlinie, 2 *m* über dem Wasserspiegel, liess an seinen flachern Ufern unter dem heutigen und bis zu dem ehemaligen Spiegel hinauf eine solche Zernagung trefflich erkennen. Besonders schön sind die letztern an den Mittagslöchern dieses Gletschers, deren höherer Rand durchaus von solchen Türmchen flankiert ist. Nicht selten sind in diese wieder kleine Staublöcher eingefressen, so dass sie hohlrippenartige Röhren darstellen. Sie gehen bis zum Wasser der Mittagslöcher hinab und tragen zwischen sich die Reste glasheller Eisdecken, die einem frühern Wasserstande entsprechen. Auch hier hat also ihre Bildung grossenteils unter dem Wasser stattgefunden.«

Eine Klassifikation der europäischen Glazial-Ablagerungen giebt J. Geikie[1]), von welcher K. Keilhack folgende übersichtliche Darstellung und Charakterisierung mitteilt[2]):

1. Scanian. Mit diesem Namen bezeichnet er die ältesten Glazialablagerungen Nordeuropas, die er in Schonen (daher der Name) erkennt. Sie zeigen ihm die ehemalige Existenz eines grossen baltischen Eisstromes an, der das südliche Skandinavien von SO nach NW überflutete. Er parallelisiert damit in Britannien die

[1]) Journal of geol. 3. 3. p. 241. Chicago 1895.
[2]) Petermann's Mitteil. 1896. p. 70 u. ff.

Bänke arktischer Muscheln, den Thon von Chillesford und den Weybourn Crag in Norfolk und die Moränen und Schotter der ältesten Eiszeit in den Alpen, die von Penck als »Deckenschotter« bezeichnet sind. Zur gleichen Epoche scheint ihm das alte Diluvium des französischen Centralplateaus zu gehören. Senkung der Schneelinie in den Alpen 1200 *m* unter den heutigen Stand.

2. Hierauf folgt die älteste Interglazialzeit, als Norfolkian oder Elephas meridionalis-Stufe bezeichnet. Sie ist typisch repräsentiert, in Nordeuropa durch das »Forest-bed« von Norfolk. Im Alpengebiete gehören zu dieser Stufe die Lignite von Leffe und andern Punkten Norditaliens, sowie die pflanzenführenden Ablagerungen der Höttinger Breccie; vielleicht gehören auch die oberpliozänen Ablagerungen Frankreichs von Mt. Perrier und St. Prest dieser Periode an.

3. Es folgt die zweite Eiszeit, in welcher überall die Eismassen ihre grösste Ausdehnung erlangten und von Skandinavien bis in das Herz des Königreichs Sachsen vorrückten. Geikie bezeichnet diese Stufe als Saxonian. Ihr entsprechen der untere Geschiebemergel der südlichen und westlichen Teile des nordeuropäischen Glazialgebietes, die äussern Moränen mit den zugehörigen Hochterrassenschottern in den Alpen, der »lower bowlder-clay« der britischen Inseln, sowie die ältern Moränen vieler Mittelgebirge in Mittel- und Südeuropa.

4. Die zweite Interglazialzeit ist sehr schön bezeichnet durch die sogenannten Schieferkohlen der Nordschweiz und wird danach als Helvetian oder Elephas antiquus-Stufe bezeichnet. Zu dieser Stufe gehören zahlreiche Interglazialablagerungen meist marinen Charakters in Grossbritannien, sowie eine Anzahl mariner und Süsswasserbildungen auf dem Kontinent. Angeführt werden die Torflager von Holstein und Klinge, die interglazialen Sande von Rixdorf, die »Schieferkohlen« der Schweiz und Bayerns, die marine Terrasse in den untern Breccien Gibraltars, ein Teil der pleistozänen Flussablagerungen in den Thälern der Themse, Seine, des Rheins, sowie viele Höhlenausfüllungen in Westeuropa.

5. Die dritte Glazialzeit wird nach ihrer Verbreitung in Polen als Polandian bezeichnet. Zu ihr gehören in Norddeutschland derjenige Teil des sogenannten obern Diluviums, der südlich vom baltischen Höhenrücken liegt, der »upper bowlder-clay« und die zugehörigen fluvio-glazialen Ablagerungen Grossbritanniens, die äussern Moränen und der Niederterrassenschotter der Alpenvorländer und ein Teil weiter zurückgelegener Moränen in den Thälern der Mittelgebirge.

6. Die folgende Interglazialzeit soll am besten charakterisiert sein durch marine Schichten im südöstlichen Balticum und wird nach einer von Jentzsch beschriebenen westpreussischen Lokalität als Neudeckian bezeichnet.

7. Es folgt die vierte Eiszeit, als Mecklenburgian bezeichnet. Ihr südliches Ende erreichte dieselbe in der von der Endmoräne des baltischen Höhenrückens eingenommenen Linie, und es gehören demnach zu ihr die Bildungen des obern Diluviums auf dem baltischen Höhenrücken und nördlich von demselben. In Grossbritannien und in den Alpen war während dieser Eiszeit die Gletscherentwicklung auf die eigentlichen Gebirgsthäler beschränkt, und ihr Ende bezeichnen mächtige Moränen in den grossen Thälern.

8. Die folgende Interglazialzeit umfasste im baltischen Gebiete die Zeit, in welcher ein Teil der heutigen Ostsee von einem Süsswasserbecken erfüllt wurde, dessen charakteristischer Bewohner eine kleine Schnecke (Ancylus) war. Zu dieser Zeit gehören ferner ein Teil der Littorinaschichten in Skandinavien und die älteste Waldflora in den Torfmooren des nordwestlichen Europas; die Stufe wird dadurch als Lower forestian bezeichnet.

9. Die fünfte Eiszeit, Lower Turbarian genannt, ist repräsentiert durch den über dem untern und unter dem obern Waldbette liegenden Torf der britischen Hochmoore, durch Kalktuffe in Skandinavien, durch marine Strandlinien in Schottland, durch einen Teil der skandinavischen Littorinaschichten und durch Thalmoränen in Schottland, Norwegen und den Alpen.

10. Die als Upper forestian bezeichnete fünfte Interglazialzeit ist, wie schon der Name andeutet, durch das obere Waldbett der Moore bezeichnet.

11. Die letzte Eiszeit, das Upper Turbarian, ist nur in Schottland durch Gletscher in den obern Teilen der Thäler vertreten, während in Norwegen und in den Alpen die dieser Stufe angehörenden Moränen noch aufzufinden sind.

Diese Einteilung und Parallelisierung wird von Keilhack mit Recht bemängelt. »Was wir Norddeutschen,« sagt er, »bislang als obern Geschiebemergel, als Grundmoräne der letzten nordeuropäischen Eiszeit charakterisiert haben, was wir in ununterbrochenem Zusammenhange in breitem Streifen aus dem Gebiete südlich von Berlin bis an die Küste der Ostsee verfolgt und als eine einheitliche Bildung erkannt haben, wird von Geikie zerlegt in die Bildungen zweier Eiszeiten, von denen die jüngere an der Endmoräne des baltischen Seenrückens ihren Südrand erreicht haben soll. Nun ist aber erstens diese Endmoräne kein einheitliches Gebilde, sondern es liegen mehrere Reihen solcher Endmoränen hintereinander; und zweitens zieht die Grundmoräne sich an vielen Stellen gleichmässig unter diesen Endmoränen hindurch und breitet sich gleichmässig auch über die südlich davon liegenden Gebiete aus. Mit demselben Rechte, mit dem Geikie zwei Eiszeiten als Mecklenburgian und Polandian unterscheidet, könnte er die in 2, 3 und mehr Linien hintereinander folgenden Endmoränenzüge des Baltikums benutzen, um daraufhin die ehemalige Existenz von 3, 4 und 5 Eiszeiten zu konstatieren,

die alle mit dem zusammenfallen würden, was wir oberes Diluvium nennen.«

An Stelle der Geikie'schen setzt Keilhack folgende Einteilung und Parallelisierung der Eiszeiten:

	Norddeutschland.	Alpen.	Entsprechend dem Geikie'schen
I. Eiszeit	Älteste Grundmoräne, vielleicht bis zum Südufer des baltischen Höhenrückens reichend	Deckenschotter-moräne u. Terrasse	Scanian.
1. Intergl.-Z.	Süsswasserkalke der Mark u. das nördliche hannov. Torflager von Klinge. Paludinabank, Yoldenthon, W.-Pr.	Höttinger Breccie	Norfolkian.
II. Eiszeit	Unterer Geschiebemergel zum grössten Teil	Äussere Moräne. Hochterrassen-schotter	Saxonian.
2. Intergl.-Z.	Rixdorf, Lauenburg und andere Lager Holsteins. Marine Schichten des Weichselgebietes	Schieferkohlen der Nordschweiz, des Algäu und Bayerns	Helvetian und Neudeckian.
III. Eiszeit	Oberer Geschiebemergel. Endmoränen in mehrern Zügen	Innere Moräne. Niederterrassen-schotter	Polandian und Mecklenburgian.
3. Intergl.-Z. und folgendes	Nebst den folgenden Geikie'schen Stufen für Norddeutschld. als Postglazialzeit zusammenzufassen.	Ältere und jüngere Moränen der inneralpinen Thäler	Lower Forestian bis Upper Turbarian.

13. Die Lufthülle im allgemeinen.

Das Gewicht eines Liters Luft. Auf Grund der Ergebnisse von Regnault, Jolly, Leduc und Lord Rayleigh hat D. J. Mendelejew eine neue Berechnung des Gewichtes der Luft ausgeführt. Er findet, wenn g die Konstante der Gravitation bedeutet, im Mittel, dass 1 Liter Luft $0.131\,844\ g \pm 0.00010\ g$ wiegt[1]).

Der Kohlensäuregehalt der Atmosphäre ist von Andrée und F. Palmquist untersucht worden, indem ersterer Luftproben in verschiedenen Höhen bei Ballonfahrten, nahm und diese von letzterem

[1]) Z. S. d. Hauptinst. f. Masse u. Gewichte, 1. T., Zusatz zum Journal d. russ. phys.-chem. Ges. 1894.

analysiert wurden [1]). Im Mittel findet man an der Erdoberfläche 3.03 bis 3.20 Volumteile in 10.000 Luft, in der Höhe von 1000 bis 3000 *m* 3.23 und in der Höhe von 3000 bis 4300 *m* 3.24 Vol. CO_2. Hingegen machen sich auffallende Differenzen bemerkbar, wenn man den Kohlensäuregehalt der höhern, freien Luftschichten nach den Windrichtungen ordnet; die hier auftretenden Unterschiede sind zwar keine ganz regelmässigen, weil in der Luft sich verschiedene Strömungsrichtungen kreuzen, so dass mehr oder weniger bedeutende Mischungen der Luftmassen mit verschiedenem Kohlensäuregehalt nicht ausgeschlossen sind. Wohl aber war dieses Ergebnis Veranlassung, der Frage näher zu treten, ob und inwieweit der Kohlensäuregehalt der Luft von ihrer Herkunft abhängig sei, bezw. von ihrer Berührung mit der Erdoberfläche, da anzunehmen war, dass Absorption und Entwicklung von Kohlensäure nur hier, nicht aber in der Atmosphäre stattfinden werde.

Von diesem Gesichtspunkte aus hat Andrée, unter Benutzung der Wetterberichte der meteorologischen Centralanstalt zu Stockholm, die Kohlensäuremessungen der beiden Stationen Waxholm und Experimentalfäldet, welche in einem barometrischen Maximum ausgeführt sind, und die im barometrischen Minimum gemachten, zusammengestellt und diese Werte mit den entsprechenden Monatsmitteln verglichen. An beiden Stationen zeigte sich, dass der Kohlensäuregehalt im Maximum höher, im Minimum geringer ist, als das Monatsmittel. Darf man dieses Ergebnis verallgemeinern, so besagt es, dass eine absteigende Luftmasse einen höhern Kohlensäuregehalt mitbringt, welcher an der Erde vermindert wird, so dass der aufsteigende Luftstrom dann kohlensäureärmer ist.

Dass der grössere CO_2-Gehalt im Maximum durch die Windstille veranlasst worden sei, glaubt Andrée durch den Umstand widerlegt, dass unter den in die Tabelle aufgenommenen Fällen von barometrischen Maximis in der Hälfte die Windstärke nicht 0 gewesen, und dass sie in den Dezember und Februar fallen, für welche Monate eine stärkere Bereicherung der ruhenden Luft durch Kohlensäure infolge der Verwesungsprozesse auszuschliessen ist.

Man muss vielmehr annehmen, dass kohlensäurereichere Luft von höhern Lufschichten zur Erde niedergestiegen. Daraus darf jedoch nicht der Schluss gezogen werden, dass ganz allgemein die Luft bei hohem Drucke kohlensäureärmer sein müsse. Vielmehr machen sich gewöhnlich andere Momente in einer Weise bemerkbar, dass der hier besprochene Einfluss ganz verwischt und in den Hintergrund gedrängt wird. So ist von wesentlicher Bedeutung der Einfluss der Windrichtung. Aus den Beobachtungen zu Waxholm ist überzeugend zu entnehmen, dass die nördlichen und nordwestlichen Landwinde viel mehr Kohlensäure enthalten, als die südöst-

---

[1]) Öfversigt af Kongl. Vetenskaps-Akad. Förhandlingar 1894. p. 355.

lichen Seewinde, deren Luft, über die Oberfläche der Ostsee streichend, an ihrem Kohlensäuregehalt grosse Einbusse erlitten.

Andrée glaubt annehmen zu dürfen, dass in den untersuchten Gegenden die niedrigern Luftschichten mehr Kohlensäure aus den obern Schichten empfangen, als von der Erdoberfläche. Hiermit stimmt auch die Beobachtung, dass Nansen auf seiner Grönlandexpedition in Höhen von 2300 bis 2700 *m*, bei Temperaturen von — 19.4° bis — 24°, wo eine Aufnahme von Kohlensäure aus Verwesungsvorgängen ausgeschlossen war, den Kohlensäuregehalt ebenso gross und selbst grösser gefunden, als im Experimentalfäldet bei Stockholm.

Die Absorption des Lichtes in der Atmosphäre hat F. Hausdorff untersucht[1]), zunächst zur Ermittelung der Ursache der kleinen Differenzen, welche die Vergleichung der Laplace'schen Absorptionstheorie mit der von Müller aus dessen Beobachtungen für Potsdam aufgestellte Extinctionstabelle zeigt. Es ergab sich zunächst für die Laplace'sche Absorptionstheorie, auch bei schärferer Entwicklung derselben, ein negatives Resultat. Diese Theorie entspricht daher vollständig den thatsächlichen Verhältnissen innerhalb der zur Zeit erreichten Genauigkeit. Verf. lässt deshalb den von Laplace angenommenen Zusammenhang der Absorption mit der Refraktion fallen und entwickelt eine Reihe von selbständigen Anschlussformeln für die Absorption, die er dann mit dem empirischen Material vergleicht. Zum Schlusse geht er endlich noch auf die seiner Zeit von Langley gegen die Absorptionstheorien erhobenen Einwände ein und untersucht, ob unter deren Berücksichtigung ein besserer Anschluss an die Beobachtungsdaten zu erzielen ist. Langley hat behauptet, dass die Grundformel aller bisherigen Absorptionstheorien nur für homogene Luft Giltigkeit besitzt, für zusammengesetzte aber einer Abänderung bedürfe, die er angiebt. Diese Bemerkung ist theoretisch richtig, aber die bis jetzt erreichte Genauigkeit der Beobachtungen ergiebt dem Einwande keine praktische Bedeutung.

Die Absorptionslinien im Luftspektrum sind auf dem Ätna, in Nicolosi und Catania vergleichend von A. Riccó studiert worden[2]). Die Dampfspannung beträgt im Mittel in Catania: im Winter 7.4 *mm*, Frühling 7.9, Sommer 12.7, Herbst 10.6, während die entsprechenden Werte für das Observatorium auf dem Ätna bez. 2.6, 2.6, 4.3 und 3.5 betragen; und während an den drei Stationen Ätna (2947 *m*), Nicolosi (700 *m*), Catania (65 *m*) die Dicke der von den Sonnenstrahlen zu durchsetzenden Luftschichten bei gleichem Sonnenstande

[1]) Bericht über Verhandlungen d. Kgl. Sächs. Ges. d. Wiss. in Leipzig. 1895. p. 401.

[2]) Memorie della Società degli spettroscopisti italiani. 1896. **25**. p. 125. Naturw. Rundschau 1896, Nr. 41, woraus oben der Text.

sich wie 7 : 9 : 10 verhält, ist das Verhältnis der Dampfspannungen bez. Dampfmengen an den drei Stationen 3 : 7 : 10. Die Untersuchungen des Sonnenspektrums wurden mit einem Browning'schen Spektroskop von mässiger Dispersion, das aber noch die Linien D_1 und D_2 gut trennte und zehn Prismen enthielt, bei 2.5facher Vergrösserung ausgeführt. Sie erstreckten sich auf die Linien 686.8 $\mu\mu$ (B), 655.2 (C), 651.7, 649.6, 631.7, 630.2, 627.8 (α), 594.3 (Regenband), 589.6 (D), 585.8 und 580 (δ), und ausserdem wurde auch die Intensität der Liniengruppen an der weniger brechbaren Seite von B beobachtet. Von diesen Linien sind B und α (ebenso wie A) entschieden terrestrisch und müssen wegen ihres gleichartigen Verhaltens einem gleichen Bestandteil der Atmosphäre ihren Ursprung verdanken, nach Egeroff, Janssen und Riccó sind es Sauerstofflinien. Ebenso übereinstimmend sind die Beobachter der Ansicht, dass der Wasserdampf einige Linien beeinflusse, namentlich die Linie 594, welche von Piazzi-Smyth direkt Regenband genannt worden ist. Die Linien 651.5 und α sind gleichfalls atmosphärische, während die übrigen untersuchten Linien der Sonne angehören und zur Vergleichung und Kontrolle der Beobachtungen benutzt wurden. Als Massstab für die Beurteilung der Intensität, für welche 8 Grade angenommen wurden, dienten die Linien C, α und D_2, und zwar jede für die am nächsten stehenden Linien oder Streifen. Bemerkt muss werden, dass das benutzte Spektroskop keine für quantitative Messungen genügende Dispersion besass; bei stärkern Dispersionen zeigen sich die meisten Fraunhofer'schen Linien, auch die hier untersuchten, aus feinern Linien zusammengesetzt, die zum Teile solare, zum Teile terrestrische sind; da nun erstere konstant bleiben, so bieten die Intensitätsänderungen der unaufgelösten Linien keinen genauen Massstab für die Abhängigkeit der Linien von der Atmosphäre. Riccó will daher seinen Beobachtungen zunächst nur qualitativen Wert beilegen.

Im ganzen wurden auf dem Ätna 34 Beobachtungsreihen ausgeführt, in Nicolosi 31 und in Catania 33. Aus den Einzelbeobachtungen sind die Mittel für die verschiedenen durchstrahlten Luftmassen genommen und in einer Tabelle, sowie graphisch für die vier Linien 651.7, α, Regenband und δ dargestellt. Die aus den Messungen sich ergebenden Resultate sind kurz folgende:

Die Intensität der Liniengruppe bei B ist bei gleicher, durchstrahlter Luftmasse an allen drei Stationen gleich; sie rührt daher, wie bereits bekannt, von einem stetigen Bestandteil der Atmosphäre, dem Sauerstoff, her. Dasselbe gilt von den Linien B, 651.7 und α, doch nimmt bei letzterer an allen drei Stationen die Intensität ziemlich proportional der Masse der durchstrahlten Luft zu, während diese Proportionalität für die beiden andern Linien nicht existiert. Auch die Linie δ hat ziemlich die gleiche Intensität auf allen drei Stationen bei gleicher Masse der durchstrahlten Luft. Anders verhielt sich das Regenband; bei gleicher Luftmasse hatte es auf dem

Ätna stets geringere Dicke als an den beiden andern Stationen, und zwar war sie geringer als die Hälfte; dieses Band rührt also von einem veränderlichen, mit der Höhe abnehmenden Bestandteile der Atmosphäre her. Das gleiche Ergebnis liefert die graphische Darstellung, in welcher die Dicke der durchstrahlten Luft als Abscissen, die Intensität der Linien als Ordinaten genommen wurden. Alle geben gerade oder schwach zur Abscisse konkav gekrümmte Linien, die durch den Anfang der Abscisse hindurchgehen und, mit Ausnahme der Regenbande, für alle drei Stationen ziemlich gleich sind, während diese Bande für Catania und Nicolosi durch dieselbe gerade Linie, für das Observatorium auf dem Ätna durch eine viel tiefere dargestellt wird.

Dass das Regenband vom Wasserdampfe herrührt, wird ausser durch die oben angegebenen Feuchtigkeitsverhältnisse der drei Stationen auch dadurch erwiesen, dass im allgemeinen den Maximis der Intensität dieser Bande eine grössere Wasserdampfspannung entspricht als den Minimis, und das Mittel der Wasserdampfspannung für alle Maxima das für die Minima am Observatorium des Ätna um mehr als ein Drittel und am Observatorium zu Catania um ein Sechstel übertrifft. »Diesem Streifen gebührt daher mit Recht der Name Regenband, den ihm Piazzi-Smyth gegeben, da er die Luftfeuchtigkeit angiebt und somit die Wahrscheinlichkeit des Regens.«

14. Temperatur.

Temperatur-Minima auf den Höhen der Mont-Blanc-Gruppe. Janssen hat im Herbste 1894 Minimum-Thermometer niederlegen lassen[1]) auf dem Brévent in 2600 *m* Höhe, auf dem Buet in 3300 *m*, auf dem Gipfel des Mont-Blanc und ausserdem an zwei Punkten des Arve-Thales, in Chamunix (1050 *m*) und Roche-sur-Foron (500 *m*). An dieser letztern Station war die niedrigste Temperatur, die im Februar beobachtet wurde, —16°, während in Chamunix die niedrigsten Temperaturen im Januar eintraten, das Thermometer sank hier bis auf —28°. Auf Anordnung von Janssen wurden die Thermometer, die auf den Höhenstationen aufgestellt waren, im Anfange des April 1896 abgelesen, die absoluten Minima des Winters waren —26° auf dem Brévent, —33° auf dem Buet und —43° auf dem Gipfel des Mont-Blanc.

Holosphärische Isanomalen der Temperatur. Erminio Sella veröffentlichte[2]) eine Arbeit, welche an den von Dove eingeführten Begriff der Temperatur-Isanomalen anknüpft. Dove ging von dem Gedanken aus, dass bei einer homogenen Oberfläche der Erde auf einem und demselben Parallelkreise allenthalben dieselbe Mittel-

[1]) Annuaires de la Société Météorol. de France 1895. p. 104.
[2]) Meteorologische Zeitschrift 1896. Maiheft.

temperatur herrschen müsste, und dass dementsprechend der Einfluss von Festland und Wasser am auffallendsten hervortreten muss, wenn man die Differenzen bildet zwischen dem einem bestimmten Orte zukommenden Mittelwerte der Temperatur und dem des ganzen Parallelkreises. Diese Differenz nannte er die thermische Anomalie, und als Isanomalen bezeichnete er die Linien, welche alle Orte mit gleicher Anomalie verbinden, entsprechend den Isothermen, durch welche Humboldt zuerst die Orte mit gleichen Mitteltemperaturen verband.

Die ideale Temperaturverteilung bei homogener Oberfläche vermag man nun freilich ohne allzu gewagte Hypothesen leider nicht zu ermitteln. Doch lassen sich die Mittelwerte der Parallelkreise wenigstens annähernd in der Weise feststellen, dass man das arithmetische Mittel aus den Mittelwerten aller auf gleichem Parallelkreise liegenden Stationen berechnet.

Die Sella'sche Arbeit stellt nun insofern einen Fortschritt gegen die Dove'sche dar, als sie die Mitteltemperaturen beider gleichweit vom Äquator abstehenden, d. h. unter der gleichen nördlichen und südlichen Breite gelegenen Parallelkreise zu einem Gesamtmittel vereinigt, während Dove die beiden Hemisphären unabhängig von einander bearbeitet hat; Dove hat die hemisphärischen, Sella die holosphärischen Isanomalen berechnet. Die letztern bieten insofern einen Vorteil gegenüber den andern, als sie allein im stande sind, das verschiedene Verhalten beider Hemisphären in den nach den Differenzen gezeichneten Karten hervortreten zu lassen.

Übrigens ist zu bemerken, dass der Gedanke der holosphärischen Temperatur-Isanomalen nicht Sella's Eigentum ist, sondern dass die Arbeit angeregt wurde durch den Direktor des Berliner Meteorologischen Institutes, Geh. Rat Prof. Dr. von Bezold, welcher durch seine Arbeiten über Isanomalen des erdmagnetischen Potentiales auf jenen Gedanken geführt wurde.

Sella hat nun nicht nur die holosphärischen Isanomalen der Temperatur für das Jahresmittel berechnet, sondern auch für die Monate Januar und Juli. Dabei ging er natürlich in der Weise zu Werke, dass er die Normaltemperaturen des Januar auf einer Hemisphäre und des Juli auf der andern zum Mittel vereinigte. Die Karte, welche die Januar-Isanomalen für die nördliche Halbkugel bedeutet, musste für die südliche Hemisphäre als Juli-Isanomalen-Karte bezeichnet werden und umgekehrt.

Bearbeitet wurde das ganze Gebiet vom 60. Grade südlicher bis zum 75. Grade, stellenweise 80. Grade nördlicher Breite.

Von den Ergebnissen seien die folgenden erwähnt:

Wie zu erwarten war, weichen die holosphärischen Isanomalen des Jahres nicht sehr stark von den hemisphärischen ab. Bis zu der Breite von 60° beträgt die Differenz zwischen beiden nirgends mehr als 0.8°.

Da die Konstruktion der holosphärischen Isanomalen im Grunde genommen nichts anderes ist, als eine Vergleichung der Temperaturverhältnisse unserer Erde mit einer andern, deren Kontinentalitätscharakter kleiner ist als der unserer nördlichen und grösser als derjenige der südlichen Hemisphäre, so ist von vornherein zu vermuten, dass auf der nördlichen Halbkugel der Landcharakter, auf der südlichen der Seecharakter stärker hervortreten wird. Und thatsächlich tritt diese Erscheinung in so ausgesprochener Weise auf der Karte hervor, dass man besonders für die höhern Breiten nach dem Verlaufe der Isanomalen beinahe die Umrisse der Kontinente zeichnen könnte (in den niedern Breiten ist diese Erscheinung weniger deutlich zu beobachten, da hier die Verteilung von Land und Wasser eine ungefähr gleiche ist).

Im Jahresmittel ist die nördliche Hemisphäre bis ungefähr zu einer Breite von 45° wärmer als die südliche Hemisphäre, von da ab ist sie kälter.

Auch aus den Januar- und Juli-Isanomalen, welche natürlich weit bedeutendere Unterschiede mit den hemisphärischen Isanomalen aufweisen, als die Jahres-Isanomalen, lassen sich interessante Schlüsse folgern:

Gegen den Äquator zu ist die nördliche Hemisphäre ebenfalls wärmer als die südliche im Juli, doch schon von 25° 50′ an wird sie, entsprechend ihrem entschiedenen Kontinentalcharakter, kälter. Umgekehrt ist die nördliche Halbkugel im Juli nahe dem Äquator etwas kälter als die südliche im Januar, doch schon bei 4° 30′ tritt hier der Wendepunkt ein.

Für diejenigen Gegenden, in welchen die Temperatur-Anomalien ein Maximum erreichen, weichen die Zahlenwerte der holosphärischen Isanomalen sehr beträchtlich von den hemisphärischen ab. Für die Lofoten fand Dove eine Januar-Anomalie von + 26°, nach Sella beträgt sie nur + 18°. Für das berühmte Kältegebiet im östlichen Sibirien (Gegend um Werchojansk im Lenathale) dagegen ergeben die holosphärischen Isanomalen des Januar einen Wärmeausfall von vollen 33°.

In den höhern Breiten (von 40° an) der südlichen Hemisphäre hatten die Dove'schen Isanomalen für den Sommer nur unbedeutende Werte der Abweichung ergeben, die holosphärischen Anomalien erreichen — 10°. Umgekehrt kommen im Winter in denselben Gegenden positive Abweichungen von 12° vor, wohin die hemisphärischen Anomalien die Null-Isanomale verlegten.

Beiderseits des Äquators treten auf allen drei Isanomalen-Karten in den östlichen Teilen des Atlantischen und Stillen Ozeanes scharf ausgeprägte Kältegebiete hervor. Man könnte denken, dass sie verursacht werden durch kalte Strömungen, die von höhern Breiten, den Kontinenten entlang, gegen den Äquator hinströmen. Doch müssten die Kälteinseln in diesem Falle sich eng an die Küsten drängen und langgestreckte Formen besitzen; in Wirklichkeit aber

haben sie eine eigentümliche, fast kreisförmige Gestalt, so dass man wohl wirkliche Kältequellen in ihnen suchen muss. Sella glaubt nun eine Erklärung darin zu sehen, dass in den genannten Gebieten ein Ersatz für das von den Passaten stets fortgetriebene warme Wasser der Meeresoberfläche schwieriger ist als anderswo, infolge der vorgelagerten Landbarre. Diese sehr plausible Erklärung wird noch wahrscheinlicher durch die Thatsache, dass im östlichen Teile des Indischen Ozeans, wo die abschliessende Kontinentalität durchbrochen ist, eine Kälteinsel im angedeuteten Sinne sich nicht findet.

15. Luftdruck.

Die Luftdruckschwankungen in ihren Beziehungen zu den Depressionen hat B. Sresnewsky nach den Aufzeichnungen des Jahres 1887 des meteorologischen Centralobservatoriums in Russland studiert[1]). Er kommt zu folgenden Ergebnissen:

Starkes Fallen und Steigen des Barometers zeigen sich grösstenteils (aber nicht immer) als eine Begleiterscheinung der Cyklonen.

Die Bewegung des Luftdruckminimums wird beschleunigt, wenn das Barometer in dem Gebiete desselben rasch fällt. Das rasche Fallen des Barometers kann aber nicht als Ursache für eine Richtungsänderung der Bewegung des Minimums angesehen werden.

Die Annahme, nach welcher das Centrum der Cyklone sich nach der Richtung des schwächsten Gradienten bewegen soll, ist nicht richtig, wenigstens nicht im Falle starken Sinkens des Barometers. Die Annahme, nach der das Centrum der Cyklone sich gegen den Ort hinbewegt, wo das Barometer am stärksten fällt, ist ebenfalls nicht richtig, wenigstens nicht in Fällen starken Sinkens des Barometers. Vielmehr liegt das Centrum der Cyklone stets nach links von dem Punkte des stärksten Fallens des Barometers, und zwar im Mittel um einen Winkel von 50°.

Diese Regel erklärt sich aus der grossen Exzentrizität der äussern Isobaren der Cyklone und aus dem Unterschiede des barometrischen Gradienten auf beiden Seiten der Bahn. Der Gradient der untersuchten Cyklonen, welche von starkem Fallen des Barometers begleitet sind, beträgt im Mittel 2.2 *mm* auf der südlichen und 1.4 *mm* auf der nördlichen Seite der Cyklone.

Die Axe der Cyklone, d. i. die allgemeine Richtung der grössten und kleinsten Gradienten, ist sehr stetig, und ihr Azimut ist N 9° E.

Starkes Fallen des Barometers um 10 *mm* und mehr innerhalb zehn Stunden macht sich nur in der kalten Jahreszeit, und zwar vornehmlich in Central- und Nordrussland bemerkbar; im Süden ist dasselbe äusserst selten.

---

[1]) Bull. société imp. des Naturalistes de Moscou. 1895. p. 319.

Das Gebiet des stärksten Fallens des Barometers liegt im südöstlichen Quadranten der Cyklone, fällt mit dem Gebiete heftigster Winde zusammen und pflanzt sich fast parallel zur Bahn des Centrums der Cyklone fort. Es giebt aber auch Fälle, in denen eine gleichzeitige Fortpflanzung der Depression und der Stürme unabhängig vom Minimum vor sich geht, welches letztere eine fast unbewegliche Position im äussersten Norden einnimmt.

Starkes Fallen des Barometers wird nach Verlauf von 24 Stunden gewöhnlich von einem Steigen desselben gefolgt. Umgekehrt geht häufig ein starkes Steigen des Barometers dem Sinken desselben um 30 bis 35 Stunden voraus. Aufeinanderfolgendes Steigen und Fallen des Barometers tritt gewöhnlich beim Vorübergange von 2, 3 und mehr aufeinanderfolgenden Minimis und der dieselben trennenden Kämme höhern Druckes über den Beobachtungsort ein. Solche zusammenhängende Minima bewegen sich ungefähr in einem mittlern Abstande von 1800 *km* auf ähnlichen Bahnen hinter einander, wobei sich die Bahn des nachfolgenden Minimums grösstenteils südlicher an die Bahn des ersten anlegt.

Starkes Fallen des Barometers wird in der Nähe bedeutender thermischer Anomalien beobachtet. Die Depression bewegt sich zwischen den Gebieten niedriger und hoher Temperatur, wobei dieselbe die Temperatur unter der normalen links, diejenige über der normalen rechts von sich lässt. Die Isotherme, welche man durch das Minimum um 9^h p. legt, geht in der folgenden Nacht zwischen den Gebieten des Steigens und Fallens des Barometers durch, und zwar so, dass das grösste Steigen auf der warmen Seite der Isotherme, das grösste Fallen auf der kalten Seite vor sich geht.

Der Übergang der Barometer-Depressionen über die Felsengebirge ist nach der Ausbreitung der Beobachtungsstationen in den Vereinigten Staaten von Prof. Cleveland Abbe studiert worden. Derselbe spricht seine Ansichten hierüber in folgender Weise aus[1]:

»Die internationalen Wetterkarten der nördlichen Hemisphäre, die das Wetterbureau für mehrere Jahre veröffentlicht hat, zeigen klar, dass im allgemeinen Gebiete hohen und niedern Druckes, die zuerst in der nordwestlichen Ecke unserer täglichen Wetterkarten sich zeigen, genau genommen nicht in Alberta oder Britisch-Kolumbien entstehen, sondern Teile grösserer Systeme von Hoch- und Niederdruckgebieten sind, die zwischen den geographischen Breiten von 40° bis 70° zirkulieren. Diese »Hoch« und »Tief« sind so miteinander verknüpft, dass sie bald als ganze Cyklonen und Anticyklonen, bald als abwechselnde Wellenthäler und -kämme bald als kleinere Episoden gleich den Strudeln in einem schnellen Wasserstrome angesehen werden können. Im letztern Falle spricht man

---

[1]) Monthly Weather Review. 1895. Der Text oben nach der Wiedergabe in den Annalen der Hydrographie. 1896. 6. p. 277 u. ff.

von der Cyklone als von einem »von der Strömung getriebenen Wirbel«, obwohl nach der Hydraulik diese Wirbel als Ganzes mit nur der Hälfte von der mittlern Geschwindigkeit ihrer innern Bewegung sich fortpflanzen. (?) Die internationalen Karten zeigen ferner, dass wenn sich ein Gebiet niedern Luftdruckes, bezw. ein cyklonisches Windsystem der Küste von Britisch-Kolumbien und Alaska nähert, es gewöhnlich in einer Bewegung von SW nach NO begriffen ist, und dass bald danach ein Gebiet niedrigen Luftdruckes sich südlich und östlich vom ursprünglichen Centrum, nämlich in Alberta und Saskatchewan, auf der Ostseite der Rocky Mountains, entwickelt. Für diesen Prozess, durch den eine Depression auf der Westseite des Gebirges abstirbt, und eine neue auf seiner Ostseite sich entwickelt, sind mehrere Tage erforderlich.

Allgemein gesprochen, wird der wohl ausgebildete Wirbel, der die ursprüngliche Depression kennzeichnete, in seinen untern Schichten gänzlich zerstört, gerade wie Orkanwirbel oft zerstört werden beim Uebergange über die Appalachen. Während dieses Stadiums wird das ursprünglich runde »Tief« zunächst zu einem Oval oder einer Furche oder einer V-förmigen Depression, deren Spitze südwärts bis nach Arizona und Mexiko reicht, während ihr breiteres Ende sich nach dem Polarkreise öffnet. Es hat dann vorübergehend das Aussehen und den Bau einer Welle, und zwar einer kleinen Welle, die der grossen barometrischen Depression der arktischen Gegenden oder sonst einem grossen Gebiete niedrigen Druckes, einer »Meiobare«, aufgesetzt ist. Unter diesen Umständen strömt Luft von den nächsten Gebieten hohen Druckes hinein, aber diese einströmende Luft wird notwendig unter dem Einflusse der Erdumdrehung nach rechts abgelenkt, wobei sich die Furche niedern Druckes vertieft und südwärts verlängert. Der Betrag dieser Druckverminderung ist gross und ist durch Ferrel 1857, Peslin 1869, Colding 1871 und noch eingehender durch Guldberg und Mohn 1872 erklärt worden. Das südliche Ende der Furche zeigt fast stets die grössten Gegensätze in bezug auf Wind, Temperatur und Luftdruck und wird sehr bald das Centrum eines wohlausgebildeten cyklonischen Wirbels, während das nördliche Ende sich ausfüllt. Auf diese Weise ruft eine Cyklone, die auf der Westseite des Gebirges ankommt, eine Cyklone auf dessen Ostseite weiter im Süden hervor; die Furche ist der Übergangszustand.

Die ursprüngliche Cyklone war kräftig wegen ihrer Lage auf dem glatten Ozeane und hatte eine lange Lebensdauer wegen ihrer Feuchtigkeit und ihrer Wolken. Die neue Cyklone ist weit schwächer wegen ihrer Lage im Innern des trockenen Kontinentes und wird absterben, wenn ihr keine Feuchtigkeit zugeführt wird. Bei ihrem Fortschreiten ostwärts, trifft sie auf die Appalachenkette und unterliegt in der Regel ganz ähnlicher Umbildung in Ovale und Furchen und der Neubildung eines Centrums auf der Atlantischen Küste; in dieser neuen Lage wird sie reichlich mit Feuchtigkeit im Osten und trockener

Luft auf der Westseite gespeist, welche Bedingungen ausserordentlich günstig für ihr weiteres Wachstum durch die Bildung von Wolken und Regen sind.

Im allgemeinen verhindern die Unregelmässigkeiten der Erdoberfläche eine lange Dauer von stehenden Wellen in der unteren Atmosphäre; dieselben begünstigen aber die Bildung permanenter lokaler Gebiete hohen und niedern Druckes. Sollten die letzten Ursachen des niedrigen und hohen Luftdruckes Wellen sein, die durch die Schwere erzeugt sind, so können diese nur in der obern Atmosphäre bestehen; in manchen Fällen mögen diese so andauernd sein wie die sogenannten stehenden Wellen hinter einem Hindernisse im Flusse.«

Der Einfluss des Mondes auf die barometrischen Maxima ist von A. Poincaré an der Hand der Karten des Signal Office untersucht worden[1]). Um den Einfluss der Barometerschwankungen je nach der Bewegung des Mondes (in Deklination) deutlicher zu zeigen, werden die Verschiebungen der Gebiete des höchsten Druckes der gemässigten Zone in der Breite erörtert. Dabei ergaben sich nun die folgenden Resultate:

Mittlere Breite der Maxima zur Zeit der Lunistitien:

(Zeit vom 15. Juni 1878 bis 19. Juni 1879. 14 tropische Umläufe. Mittlere Amplitude der Mondoszillation: 53.4^0.)

Mond:	19. und 25. Juni	11. und 26. Juli	8. und 22. Aug.	4. und 19. Sept.	1. und 16. Okt.
südlich:	13.5	13.1	10.3	12.4	12.6
nördlich:	23.2	21.0	18.2	19.7	27.5
Differenz:	9.7	7.9	7.9	7.3	14.9

Mond:	29. Okt. und 12. Nov.	25. Nov. und 10. Dez.	23. Dez. und 5. Jan.	19. Jan. und 2. Febr.	15 Febr. und 2. März
südlich:	18.9	27.6	22.6	29.1	28.7
nördlich:	34.0	33.2	34.8	31.8	36.0
Differenz:	15.1	5 6	12.2	2.7	7.3

Mond:	14. und 29. März	11. und 25. April	2. und 22. Mai	5. und 19. Juni
südlich:	23.2	20.8	21.7	18.7
nördlich:	28.0	29.6	30.3	22.6
Differenz:	4.8	8.8	8 6	3.9

Es gelten die Zahlen für jene Tage, an welchen der Mittag von Paris den südlichen und nördlichen Lunistitien am nächsten kam. Im Mittel ergiebt sich dabei für das südliche Lunistitium 19.5^0, für das nördliche 27.9^0, also 8.4^0 Differenz.

[1]) Compt. rend. **120**. p. 792. Meteorol. Zeitschr. 1895. p. 473, woraus oben der Text.

Ganz ähnliche Resultate liefern die 14 Mondumläufe vom 20. Juni 1883 bis 22. Juni 1884. Im Mittel beträgt die Breite der Barometermaxima bei südlichem Lunistitium 19.9°, bei nördlichem 25.9°, Differenz 6.0°. In diesem Zeitabschnitte betrug die mittlere Amplitude der Mondoszillation 38.4°.

Nach den »Comptes Rendus« [1]) untersucht Poincaré auch das Jahr 1883, in welchem die Amplitude der Oszillation des Mondes eine solche ist, dass sich die durch sie verursachten Luftdruckverlagerungen gerade kompensieren müssen. Er bestimmte nun den mittlern Luftdruck für 12^h 13^m p. von Paris für jeden Sektor von 10° Länge längs der Parallelkreise. Diese Mittel waren dann frei von jeder Mondwirkung und stellten neben der Wirkung der Land- und Meerverteilung nur die täglichen und halbtägigen Wellen dar, welche durch die Sonne in den einzelnen Punkten hervorgerufen werden.

Der Winter 1883, für welchen Poincaré diese Untersuchung durchführte, wurde in drei synodische Mondmonate eingeteilt, vom 10. Dezember 1882 bis 8. Januar 1883, vom 9. Januar bis 6. Februar und vom 7. Februar bis 8. März 1883.

Für den zweiten Monat waren die Maxima und Minima die folgenden:

Sektoren von Greenwich gezählt:	3 u. 4	6	8	12	16 bis 19	23	25	31 u. 32
Luftdruck:	760.7	762.5	759.7	764.8	759.4	764.0	762.2	765.8

Die zwei andern Monate verhielten sich ähnlich.

Gäbe es keine störende Kraft, so müssten diese Werte überall dieselben sein, vorausgesetzt, dass die Anzahl der Beobachtungen genügend gross ist.

Die Isobarentypen des Nordatlantischen Ozeanes und Westeuropas. Die Thatsache, dass die Luftdruckverteilung sich regellos, unaufhörlich verändert, dass aber gleichwohl, wenn man eine längere Reihe täglicher Wetterkarten durchblättert, Andeutungen ähnlicher Wetterlagen in unbestimmten Zwischenzeiten wiederkehren, hat bereits früher zur Aufsuchung gewisser allgemeiner Typen der Luftdruckverteilung geführt, und besonders Teisserenc de Bort hat in dieser Beziehung bahnbrechend gewirkt. Seine Arbeiten haben die Veranlassung zu einer ähnlichen aber ausgedehntern Untersuchung gegeben, welche van Bebber und Köppen über die Isobarentypen des Nordatlantischen Ozeanes und Westeuropas und deren Beziehungen zur Lage und Bewegung der barometrischen Maxima und Minima ausführten [2]). Diese Arbeit beruht zunächst auf dem Materiale, welches im 17. Hefte der Vierteljahrs-Rundschau der Witterung, herausgegeben von der deutschen Seewarte zu Hamburg, niedergelegt ist. Es wird in derselben das Vierteljahr, nach der allgemeinen

---

[2]) Compt. rend. 120. p. 1440.

[1]) Archiv der Deutschen Seewarte. 18. No. 4.

Wetterlage über dem Nordatlantischen Ozeane und den angrenzenden Kontinenten, in eine Anzahl möglichst natürlicher Zeitabschnitte geteilt, die eine getrennte kartographische Darstellung finden. Da in Europa und auf dem Ozeane besonders die Gebiete hohen Druckes eine starke Erhaltungstendenz besitzen und inmitten des wechselvollen Spieles der barometrischen Minima das relativ stabile Element darbieten, so wurde ein Verfahren gesucht, die durchschnittliche Lage der Gebiete mit höherem Drucke während jedes Zeitabschnittes auf der Karte zu fixieren, und dieses wurde in der graphischen Ableitung der Mittellage der Isobare 765 gefunden; ein Verfahren, welches sich sehr gut bewährt hat, da nur selten die Änderungen dieser Isobare innerhalb der zu einem Zeitabschnitte verbundenen Tage so bedeutend sind, dass die Mittelung zweifelhaft oder willkürlich erscheint.

Nach Zusammenlegung einiger von den in der Wetter-Rundschau unterschiedenen Zeitabschnitten lagen für die Klassifikation 194 solcher Abschnitte vor. Nach einigen andern Versuchen blieben die Verf. auf einer Einordnung derselben in 20 Typen stehen, die in 5 Klassen sich gruppieren lassen. Zum Centralfelde für die Charakteristik dieser Typen wählten sie einen Kreis, dessen Zentrum westlich von den Scilly-Inseln auf 50° N. und 8° W. liegt, und dessen Peripherie über Memel, Algier, die Azoren und Island verläuft, der somit das westeuropäische Littorale und einerseits ganz Deutschland, anderseits den von deutschen Schiffen am meisten befahrenen Teil des Ozeanes umfasst, wo die Routen von und nach dem Äquator sowie Amerika nahe zusammenlaufen. Die Verhältnisse innerhalb dieses Kreises waren auch bei den Untersuchungen von Teisserenc de Bort ausschlaggebend gewesen, so dass auch die Vergleichbarkeit mit diesen grundlegenden Untersuchungen, die sich allerdings nur auf die kältere Jahreszeit beziehen, gesichert war. Sie stellten nun an jeden der Typen die Forderung, dass sich die Druckverteilung bei demselben erstens für diesen engern Kreis, und zweitens für das ganze Gebiet des Nordatlantischen Ozeanes und Europas in bestimmter Weise charakterisieren lasse, und erhielten so das folgende Schema. Die Bezeichnung der Typen ist so gewählt, dass die grossen Buchstaben die Klassen nach charakteristischen Anfangsbuchstaben ihrer nach der Lage des höhern Druckes gewählten Benennungen angeben, die kleinern Buchstaben auf die Beziehungen zu andern Klassen oder ihre sonstigen unterscheidenden Merkmale hinweisen. Sie setzen sich zusammen aus den 6 Zeichen **o**zeanisch, **k**ontinental, **l**itoral, **p**eripherisch, **n**ordisch und **s**üdlich.

Da die von den Verfassern aufgestellten Isobarentypen wahrscheinlich für längere Zeit als normale gelten werden, so folgen hier ihre genauern Definitionen und abgekürzten Bezeichnungen, die sich vor allem auf die Mittellage der Isobare von 765 *mm* stützen, wobei unter »hoch« ein Druck über 765, unter niedrig ein solcher unter 765 verstanden ist.

***O.* Ozeanische Typen.** Alleinherrschaft des subtropisch-ozeanischen Maximums. Sommerformen.

Allgemeine Lage:	Lage im engern Kreise:
Os. Maximum südwestlich von den Azoren, hoher Druck ostwärts höchstens bis Spanien, nordwärts höchstens bis 52° N (verwandt mit Po_s).	Druck nur am SW-Rande hoch, sonst niedrig.
Ok. Maximum südlich von den Azoren, Zunge davon oder kleineres Maximum in Zentraleuropa (verwandt mit *Kl*) [1].	Druck im SSW und im Innern, bis nach SO hin, hoch, sonst Ränder niedrig.
Ol. Maximum bei den Azoren, Zunge hohen Druckes bis nach Frankreich. (Starke Depressionen mit bogenförmigen Bahnen SO von Island; verwandt mit *Lo.*)	Druck im SW-Oktant und bis zum Zentrum (nicht S von diesem) hoch, sonst Ränder niedrig.
On. Maximum nördlich von den Azoren oder doch 765-Isobare bis über 50° N reichend im W von Irland. (Schwache Depressionen, meist auch in Deutschland; verwandt mit Po_n und *No.*)	Druck im SW- und W-Oktant hoch, in N-, NO- und O-Oktant niedrig.

***K.* Kontinentale Typen.** Druck auf dem Kontinente höher, als auf dem Ozeane. Hoher Druck auf einem mehr oder weniger grossen Teile von Europa. Tiefe Depressionen auf dem Nordatlandischen Ozeane und im Eismeere. Winterformen.

I. Unterklasse mit bandförmigem Hochdruckgebiete, das sich südwestlich der Azoren bis nach Asien hinstreckt, und zwar:

Allgemeine Lage:	Lage im engern Kreise:
K_{no} über die Nordsee oder die deutsche Küste und Nordrussland (verwandt mit K_{so} und *Kn*).	Hoher Druck SW bis NO, durch Zentrum des Kreises hindurch.
K_{so} über Süddeutschland und Südrussland (auf der „Axe des Kontinentes"; verwandt mit *Kl*, K_{no} und *Kp*).	Druck im SW bis O hoch.
Kp noch weiter im Süden, über das Mittelmeer nach Kleinasien (verwandt mit *Pp* und K_{so}).	SW bis SO, hoch, NW bis NO niedrig.

II. Unterklasse mit mehrern abgerundeten Hochdruckgebieten, das ozeanische SW von den Azoren gelegen, niedriger Druck bei Madeira.

Allgemeine Lage:	Lage im engern Kreise:
Kn. Maxima im Ostseegebiete, hoher Druck von der Nordsee bis nach Mittelrussland oder weiter (verwandt mit K_{no} und Pk_n [2]).	NO-Oktant hoch, SW-Hälfte niedrig, aber am SW-Rande wieder höher.
Kl. Maximum in Zentraleuropa, Druck nach NO hin, nach Moskau, wie nach SW hin, nach Madeira, abnehmend (verwandt mit K_{so} und *Ll*).	O und SO hoch, NW, W und SW tief, aber SW-Rand wieder höher.

***L.* Litorale Typen.** Maximum über der Westküste von Europa, niedriger Druck über Ost- und Südost-Europa, sowie über Grönland und dem Meere südlich davon.

---

[1]) Dabei Depressionen wie bei *Ol*; *Ok* unterscheidet sich von *Kl* durch geringe Entwicklung des Maximums in Zentraleuropa, Abwesenheit eines Maximums an der Ostgrenze Europas und Ausdehnung des ozeanischen mindestens bis Madeira.

[2]) Unterschied von K_{no}: Gasse niedern Druckes, deren Mitte bei *Kn* südwestlich vom Kanale liegt (bei Pk_n dieselbe Gasse am Kanale selbst).

Allgemeine Lage:	Lage im engern Kreise:
Ll. Maximum in der Gegend des Biscayischen Golfes, westlich von den Azoren niedriger Druck; event. zweites Maximum in Asien. (Winterform, verwandt mit *Kl*).	Im S-Oktante bis zum Zentrum hoher Druck.
Lo. Maximum über England, hängt südwestwärts zusammen mit ausgedehntem Hochdruckgebiete SW von Azoren. (Sommerform, verwandt mit *Ol*).	Hoher Druck im Zentrum.
Ln. Maximum in der Gegend von Schottland, ein zweites SW von den Azoren. (Herbst- und Frühlingsform, verwandt mit *Nn*).	Nordhälfte hoch.

***N.* Nordische Typen.** Mehr oder weniger ausgebildetes Maximum jenseits des Polarkreises. Andere Maxima, wenn vorhanden, minder als normal entwickelt; stets niedriger Druck am Kanale. Frühlingsformen.

Allgemeine Lage:	Lage im engern Kreise:
Nn. Hoher Druck über einem Teile des Meeres zwischen Grönland und Norwegen und meist auch über Grönland.	Tief im Zentrum, hoch, im N- bis NW-Segment und meist auch am SW-Rande.
Np. Hoher Druck über Grönland, südostwärts höchstens bis Island. Nördlich oder nordwestlich von Schottland Depressionsbahnen.	Tief im Zentrum, hoch im NNW nur am Rande oder jenseits desselben, und meist in einem Teile des S- und SW-Oktanten.
No. Brücke hohen Druckes von N nach S auf der Mitte des Ozeanes (bei ca. 25—40° W-Lg.), von Grönland nach dem ozeanischen Maximum SW von den Azoren.	Tief im Zentrum, hoch im West-Segment, bis fast zum Nord-Punkte.
Nk. Brücke hohen Druckes von Grönland über Skandinavien zum asiatischen Maximum.	Hoch im Nordost-Segment, tief in der SW-Hälfte.

***P.* Peripherische Typen.** Niedriger Druck am Kanale und im Rheingebiete, sowie auf einem mindestens 30 Längengrade weiten Raume in deren Nachbarschaft; hoher Druck im Osten und an mindestens einer ungefähr gegenüberliegenden Stelle der Peripherie dieses Raumes, jedoch nicht im Norden (im letztern Falle Klasse *N*). Herbst (daneben Winter oder Frühling); sehr starke Depressionen in der Umgebung der britischen Inseln.

Allgemeine Lage.	Lage im engern Kreise:
Pp. Hoher Druck bei Maderei und am Kaspi und mindestens relativ hoher auch in der nördlichen Sahara, niedriger Druck am Mittelmeere, besonders bei Griechenland (verwandt mit *Kp*).	SW- und S-Segment hoch, übrigens (auch SO) niedrig.
Po_s. Hoher Druck SW von den Azoren und am Kaspi, niedriger im westlichen Mittelmeere (verwandt mit *Os*).	Nur SW-Rand hoch.
Po_n. Hoher Druck nördlich von den Azoren und im Osten, meist zwischen Kaspi und Ural (verwandt mit *On*).	W- und SW-Segment, bez. Oktanten hoch.
Pk_n. Hoch im Ostseegebiete und in Nordrussland, sowie bei (meist SW von) den Azoren (verwandt mit *Kn*).	N- und S-Rand hoch.

Um zu prüfen, inwieweit diese Klassifikation möglicherweise durch besondere Verhältnisse der benutzten $4^1/_2$ Jahrgänge beeinflusst

ist, haben die Verf. 8 Jahrgänge älterer und neuerer synoptischer Karten desselben Gebietes verglichen. Diese Durchsicht hat gezeigt, dass auch in jenen ältern Jahrgängen Wetterlagen, die sich unter keinem der 20 soeben aufgeführten Typen unterbringen lassen, nur ganz vorübergehend auftreten, so dass solche Tage als Übergangstage aus der Betrachtung ausgelassen werden können, und nur eventuell zwei wichtige, aber seltene Typen (*Ui* und *Un*) hinzuzufügen sind.

»Die leitenden Gesichtspunkte«, sagen die Verf. »für die Aufstellung unserer fünf Typenklassen sind die folgenden: Starke Entwicklung der Eigentümlichkeiten der Sommer-Isobaren — nämlich des Maximums bei den Azoren und niedrigen Druckes in Osteuropa — giebt die Klasse *O*; solche der winterlichen Charakterzüge — nämlich des hohen Druckes auf dem Festlande — die Klasse *K*; solche der Züge, durch welche April und Mai sich vor den übrigen Monaten auszeichnen — nämlich relativ hohen Druckes im Polargebiete — giebt die Klasse *N*. Tritt das Zurückweichen des kontinentalen und des Azoren-Maximums, das wir bei dieser letzten Klasse gewöhnlich finden, ohne die kennzeichnende Entwicklung des hohen Druckes im Norden auf, so haben wir die Klasse *P*. Umgekehrt, wenn gerade in jenem Litoralgebiete der alten Welt, welches wir als »engern Kreis« in den Mittelpunkt unserer Untersuchung gestellt haben, der Luftdruck höher als in der Umgebung ist, so liegt Klasse *L* vor — eine Druckverteilung, welche in den allgemeinen mittlern Isobaren gar keinen Ausdruck findet und doch keineswegs so selten ist, wie man annehmen möchte.

Was die beiden selten auftretenden Typen anbelangt, die sich erst bei Klassifikation des grössern (8 jährigen) Kartenmateriales aufdrängten, so bezeichnen die Verf. diese als Umkehrungstypen, weil sie gerade dort hohen Druck aufweisen, wo im Jahresmittel das Gebiet niedrigsten Barometerstandes liegt: bei (namentlich südlich von) Island (Typus *Ui*) und im Eismeere (Typus *Un*), während auf den angrenzenden Festländern der Druck geringer ist. Von den beiden Typen steht *Ui* zwischen *On*, *Ln* und *Nn*, während *Un* den Typen *Nn* und *Nk* nahe steht; zur nähern Untersuchung dieses Typus *Un* reichen die Karten nicht aus, da man über die Ausdehnung des hohen Druckes nach Nord und Ost nichts erfährt.

Was die Dauer der Typen anbelangt, so ergiebt sich aus dem grössten Materiale eine sehr gleichmässige Dauer von etwa 4 Tagen auf jeden Typus. Im allgemeinen sind die Typen in den Jahreszeiten, wo sie am häufigsten sind, auch am dauerhaftesten, doch machen *Nn* und *Np* durch ihre auffallende Beharrlichkeit im Winter und Herbst eine Ausnahme. Übrigens ist auf bestimmte Zahlen überhaupt kein allzugrosses Gewicht zu legen, da das subjektive Moment bei der Wahl der Zeitabschnitte eine zu bedeutende Rolle spielt.«

Die Verf. untersuchen genauer die Entstehung der verschiedenen Isobarentypen, besonders mit Rücksicht darauf, ob die jeden Typus

charakterisierende mittlere Lage der Isobare 765 *mm* auch die Einzeltage, aus denen sie abgeleitet ist, charakterisiert oder nur aus der Übereinanderlagerung sehr heterogener Zustände hervorgeht. Folgendes sind im Einzelnen ihre Ergebnisse:

Os. Diese ausgeprägt sommerliche Wetterlage wird gebildet durch den Aufenthalt stationärer oder fast stationärer Maxima von mässiger (768—772 *mm*) Höhe im S bis WSW von den Azoren. Diese sind in manchen Fällen aus, von NW bis W, aus Nordamerika, gekommenen Wandermaxima hervorgegangen. Im Anfange und am Ende der warmen Jahreszeit (April und September) kommen gleichzeitig kurzlebige Maxima von 766—771 *mm* auch über Europa und dem Eismeere, ostwärts wandernd oder stationär, nicht selten vor.

Ok unterscheidet sich von *Os* durch regelmässiges Auftreten wandernder, meist von den Westküsten Europas kommender Maxima (767—770 *mm*) über Zentraleuropa, ebenso

Ol, bei welchem Typus nur das stationäre Maximum auf dem Ozeane nördlicher, nämlich etwas N bis W von den Azoren liegt. Die Erstreckung der Isobare 765 über Frankreich und Spanien in diesem Typus ist dabei vorwiegend Wirkung einer regelmässigen seitlichen Ausdehnung des Hochdruckgebietes dahin, und nicht etwa des gelegentlichen Auftretens von Maximis auf der Bai von Biscaya; denn stationäre Maxima sind in diesen 4 Jahren zwischen 20° W und 5° O, bis auf eines über Wales, nicht vorgekommen.

On. Der Ort des stationären atlantischen Maximums ist in diesem Typus viel weniger bestimmt; neben dem Hauptmaximum nördlich der Azoren tritt mehrfach ein zweites, schwächeres, südlich von 30° auf. In Europa zeigen sich nur wandernde Maxima, vorwiegend im Osten, die Hälfte derselben gehört, wie bei *Os*, dem September an; auch zum hohen Drucke auf dem Ozeane tragen neben stationären auch wandernde Maxima sehr wesentlich bei, deren zwei von Amerika bis zu den Faröern, zwei auf kürzern Bahnen aus N und NW, zwei auf Bahnschleifen, wandern.

K_I. Bei den drei Typen dieser Unterklasse, bei welchen die Isobare 765 ein bandförmig von Asien auf den Ozean hinüberreichendes Gebiet umgrenzt, zeigen sich auf dessen ganzer Länge verstreut stationäre Maxima sowohl, als Bahnen im allgemeinen innerhalb dieses Bandes von Ost nach West wandernder Maxima, in bezeichnender Weise an den Nordrand jenes Gebietes, nach den grössern Gradienten und stärkern Schwankungen hin, verschoben. Die Höhe dieser Maxima ist, weil es sich hier vorwiegend um die kältere Jahreszeit handelt, durchschnittlich erheblich grösser, als bei der eben betrachteten sommerlichen Typenklasse und übersteigt bei $K_n o$ öfter (ausnahmsweise auch bei $K_s o$) 780 *mm*; am geringsten ist sie bei der südlichsten Form *Kp*.

K_{II}. Die beiden Typen dieser Unterklasse, *Kn* und *Kl*, zeichnen sich durch den fast völligen Mangel an stationären oder beweglichen Maxima auf dem Raume zwischen den Azoren und

England aus. Dieser Mangel ist zwar in diesem Falle ein notwendiges Ergebnis der Definition dieser Typen, welche niedrigen Druck bei Madeira u. s. w. verlangt, und in einigen Fällen hat sich nachweisbar nach dem Ende des Zeitabschnittes das Maximum von den Azoren nach Europa bewegt; allein der Abschluss von Westen kommender Bahnen von Hochdruck-Gebieten bei oder noch vor den Azoren ist allgemein ein unerwartet häufiger Fall.

Was die mittlere Höhe der Maxima betrifft, so stellt sie sich bei diesen beiden Typen für den Ozean auf 772 *mm*, für Europa bei *Kn* auf 779, bei *Kl* auf 776 *mm*.

L. Ein unerwartetes Ergebnis der vorliegenden Verarbeitung der synoptischen Karten dürfte das häufige Vorkommen eines Zentrums hohen Druckes über den britischen Inseln und deren Umgebung sein. Und zwar waren diese Maxima meist während etwa einer Woche stationär daselbst mit einem mittlern Luftdrucke in der kältern Jahreszeit von 776 *mm*, in der wärmern von 773 *mm*. Bei Typus *Lo* liegt gleichzeitig ein zweiter Kern des Hochdruck-Gebietes im SW auf dem Ozeane mit etwa 771 *mm* Druck. Bei Typus *Ll* sehen wir zwischen den Azoren und Schottland auch eine Anzahl beweglicher Maxima in verschiedenen Richtungen fortschreiten. Endlich bei *Ln* fällt namentlich die Bewegung einer Reihe von Maxima aus der Gegend von Grönland und Island nach S-O in die Augen.

N. Von den vier Typen dieser Klasse hat *Np* lauter stationäre Maxima über und bei Grönland gezeigt, deren mittlere Höhe 772 *mm* war; bei den übrigen spielten auch wandernde Maxima im Zustandekommen des hohen mittlern Druckes im Norden eine Rolle, und zwar beim Typus *No* überwiegend solche mit nach Süden gerichteten Bahnen, bei den andern mehr mit ostwärts gerichteten. Die mittlere Höhe der Maxima bei Island and Grönland ist bei diesen Typen etwas grösser, 773—774 *mm*. Diesen treten in der Regel ein oder mehrere etwas schwächere Maxima in dem Gürtel Ural-Azoren-Oststaaten-Felsengebirge gegenüber.

P. Wie man nach der Definition erwarten darf, zeigt diese Klasse, im Gegensatze zur *L*-Klasse, nie stationäre Maxima in der Gegend der britischen Inseln. Dagegen ist diese Wetterlage nicht gerade selten durch wandernde Maxima von übrigens geringer Bedeutung über Westeuropa unterbrochen. Im übrigen sind, wie auch bei den andern Typenklassen, die wandernden Maxima vorwiegend auf Nordamerika und den westlichen Teil des Ozeanes, sowie auf Osteuropa beschränkt, während die stationären bei den Azoren am häufigsten sich finden. Doch ist auch das Becken des Kaspischen Meeres, und bei Pk_n das der Ostsee, oft mit stationären Maximis belegt, der winterlichen Jahreszeit entsprechend. Im Gegensatze zu den warmen Azoren-Maximis, die sich bis in grosse Höhen erstrecken müssen, können diese kalten asiatischen Maxima, wegen der schnellen

vertikalen Abnahme des Luftdruckes in kalter Luft, nur bis in relativ geringe Höhen reichen.

Alles zusammengefasst, sehen wir also die unterschiedenen Isobarentypen aus dem Zusammenwirken stationärer und wandernder Hochdruck-Gebiete hervorgehen, wobei die wandernden vorwiegend auf den Kontinenten und auf dem westlichen Teile des Ozeanes, die stationären bei den Azoren, und nur bei einer Typenklasse, *L*, an der Westküste Europas, sonst aber im Innern des europäisch-asiatischen Kontinentes, als eine winterliche Erscheinung auftreten.

Die Verfasser geben nunmehr eine kurze Charakteristik der Lage und Bewegungen der temporären barometrischen Maxima und Minima, ihrer Häufigkeit und ihrer Zugstrassen nach den einzelnen Isobarentypen, es ist dabei auch auf die Verteilung der Typen auf die Jahreszeiten Rücksicht genommen.

»Die **Klasse O** hat mit allen ihren Einzeltypen einen ausgesprochen sommerlichen Charakter, deren grösste Häufigkeit in den Juli fällt. Auch der Dauer nach ist diese Klasse im Sommer am beständigsten. Die Einzeltypen dieser Klasse weisen viele Ähnlichkeiten unter einander auf. Am häufigsten und auch am tiefsten sind die Minima zwischen den Britischen Inseln und Grönland, sowie über dem Ozeane westlich von Norwegen; bei den Typen *Ol* und *On* ist auch die Davisstrasse und ihre Umgebung stark besucht. Europa zeigt bei allen Einzeltypen eine grosse Häufigkeit der Minima. Auffallend gross ist die Häufigkeit schwacher Minima in den östlichen Teilen des Mittelmeeres, in der Gegend von Cypern, indem diese der Häufigkeit der, freilich viel tiefern, Minima in Nordwest-Europa die Wage hält.

Die Häufigkeit der Hauptminima nimmt nach Süden hin ziemlich rasch ab, dagegen die der Teilminima zu, so dass schon südlich vom 50. Breitengrade die Zahl der Hauptminima von denen der Teilminima erheblich übertroffen wird. Bemerkenswert ist die geringe Anzahl der Hauptminima und die grosse Zahl der Teilminima in Zentral-Europa, eine Thatsache, welche die Witterungserscheinungen in diesen Gegenden so verwickelt macht.

Die Zugstrassen der Minima zeigen für alle Einzeltypen ausser *On* etwas Gemeinsames: in der Breite der Britischen Inseln durchqueren die Minima den Ozean in östlicher Richtung, aber bei Annäherung an den Europäischen Kontinent oder nach Betreten desselben, biegen sie nach Nordost oder Nord ab; die rein östliche Fortbewegung ist über Europa ziemlich selten. Am häufigsten wird das Nordsee- und Ostseegebiet von den Minimis durchwandert. Beim Typus *On* hingegen wird das bei diesem Typus nördlicher liegende Hochdruckgebiet von den Minimis umkreist, die über dem Ostrande Amerikas nach N., über West-Europa nach S. zu wandern Neigung zeigen.

Die barometrischen Maxima durchwandern sowohl auf dem Ozeane, als auch auf den Kontinenten die mittlern Breiten meist in östlicher, zuweilen in südöstlicher, selten in nordöstlicher Richtung. Am häufigsten sind die Maxima wandernd auf den Kontinenten, am wenigsten häufig auf dem Ozeane, wo sie meistens in stationäre übergehen. Bemerkenswert sind die unregelmässigen Bahnen der Maxima beim Typus *On* auf dem Ozeane.

Von besonderer Bedeutung für den vorwaltenden Witterungscharakter unserer Gegend ist die Lage und Häufigkeit der stationären Maxima. Im allgemeinen sind dieselben am häufigsten mitten auf dem Nordatlantischen Ozeane. Bei den Typen *Os* und *Ok* liegen sie am häufigsten zwischen den Azoren und dem Wendekreise, bei *Ol* etwas nördlicher, während bei *On* die Lage eine mehr zerstreute ist. Stationäre Maxima kamen in dem in Betracht fallenden Zeitraume in Europa bei *On* und *Ok* nicht vor, vereinzelt

bei *Ol*, wogegen sie bei *Os* verhältnismässig häufig waren, aber ohne bestimmte Gebietteile besonders zu bevorzugen.

Umgekehrt gehört die **Typenklasse K** der kältern Jahreszeit an; nur die Typen Ko_n und *Kn* weisen einige Fälle, *Kl* einen einzigen Fall im Sommer auf, wogegen *Kp* und Ko_s in dieser Jahreszeit nicht vertreten sind. Die grösste Häufigkeit der Minima liegt im allgemeinen zwischen Grönland und Norwegen, namentlich in der Umgebung von Island, anderseits sind die Minima in der Davisstrasse und im Mittelmeere sehr stark vertreten. In der Davisstrasse kommen die Minima am häufigsten vor beim Typus Ko_n und *Kn*, während sie auf dem Mittelmeere in der Umgebung von Italien beiden Typen Ko_n, *Kp* und *Kn* am häufigsten sind, auf letzterem Gebiete meist nur als Teildepressionen.

Bei der Klasse *K* kamen in Nord-Europa gewöhnlich tiefe Minima vor.

Die Zugstrassen der Minima dieser Klasse zeigen insofern etwas Gemeinsames mit den Typen *Os*, *Ok* und *Ol*, als die Minima über Nord-Amerika und der Westhälfte des Atlantischen Ozeanes fast durchweg ostwärts fortwandern und dann bei Annäherung an die Europäischen Küsten nach Nordost umbiegen. Bei der Klasse *K* folgen sie dabei einer Regel, welche auch bei anderer Druckverteilung im allgemeinen gültig ist, nämlich dass sie am Rande des Hochdruckgebietes vorbeigleiten, dieses rechter Hand lassend. Bei *Os*, *On* und *Ol* ist dieses, für Europa, nicht der Fall, und es bleibt noch zu untersuchen, wie weit in diesem Falle für den höhern Luftdruck die höhere Temperatur des Festlandes eintritt, und wie weit die am gleichen Orte angeführte allgemeine Ursache der Bahnkrümmungen nach links wirksam ist. Während die dieser Klasse angehörigen Minima die Witterungserscheinungen von Nordwest-Europa meistens beeinflussen, dringt ihre direkte Wirkung nur zuweilen nach Mittel-Europa vor, so namentlich beim Typus *Kp*, bei welchem auch das Hochdruckgebiet über Europa weit südwärts verschoben ist. Die Bahnen der Minima sind bei der Klasse *K* im allgemeinen sehr regelmässig.

Die Bahnen der Maxima sind durchschnittlich nach Ost und Südost gerichtet, nur über Europa sind sie ziemlich unregelmässig, insbesondere bei den Einzeltypen *Kp* und *Kl*.

Die stationären Maxima sind über das ganze Gebiet unregelmässig zerstreut. Bei *Kn* sind sie verhältnissmäsig häufig im Ostseegebiete. Von Bedeutung für die Witterungserscheinungen unserer Gegenden ist die Thatsache, dass stationäre Maxima über den Britischen Inseln in diesem Zeitraume nicht vorkamen.

Die drei Einzeltypen der **Klasse L** zeigen verschiedenes Verhalten zu den Jahreszeiten: *Ll* ist in der kältern, *Lo* in der wärmern Jahreszeit häufiger, *Ln* im Spätfrühlinge und Frühherbste.

Auch hier gruppieren sich die Minima vorzugsweise auf dem Meere zwischen Grönland und Skandinavien einerseits und Grönland und Nord-Amerika anderseits, indessen sind die Minima mitten auf den Ozeane und über Ost-Europa noch sehr häufig. Frankreich und die Britischen Inseln zeigen eine verhältnissmäsig geringe Frequenz der Minima. Das westliche Mittelmeer weist für alle Einzeltypen eine grosse Häufigkeit der Minima auf, das östliche Mittelmeer (Gegend von Cypern) ist insbesondere beim Typus *Lo* stark besucht. Auch die Ostsee, sowie die Gegend zwischen der Ostsee und dem Schwarzen und Kaspischen Meere zeigen eine grössere Häufigkeit, als es den übrigen Typenklassen eigen ist.

Die Zugstrassen weisen je nach Lage und Form des Hochdruckgebietes einige bemerkenswerte Verschiedenheiten auf. Beim Typus *Ll* verlaufen die Zugstrassen in Nord-Amerika und auf dem Ozeane nach Nordost, während sie in West-Europa nach Südost umbiegen, so dass sie namentlich Skandinavien und das Ostseegebiet durchqueren; weiter nach Osten hin pflegen sie eine mehr nördliche Richtung anzunehmen. Bei *Lo* ist die Zugrichtung ähnlich, nur sind die Zugstrassen in Europa unregelmässiger,

ebenso bei *Ln*. Beim letztern Typus kommt die Zugstrasse *Vb* zu einer ganz besondern Geltung.

Die Bahnen der Maxima zeigen über dem Nord-Amerikanischen und dem Europäischen Kontinente grosse Regelmässigkeiten, aber auf dem Ozeane sind die wandernden Maxima spärlicher und bewegen sich auf mehr unregelmässigen Bahnen. Hervorzuheben ist der Umstand, dass bei der Klasse *L* stationäre Maxima am häufigsten über den Britischen Inseln und Umgebung auftreten, insbesondere bei den Typen *Ll* und *Lo*, und zwar, wie es scheint, zu jeder Jahreszeit, eine Thatsache, welche für die Witterungserscheinungen in unsern Gegenden von hoher Bedeutung ist.

Die **Klasse P** kommt in den eigentlichen Sommermonaten verhältnismässig selten vor, in den übrigen Jahreszeiten ist sie ziemlich stark vertreten, besonders im Herbste. Am häufigsten sind die Minima zwischen Grönland und Europa, in der Davisstrasse, in der Nordsee und im Mittelmeere. Bemerkenswert bei dieser Klasse ist das Vorkommen sehr tiefer Minima.

Die Zugstrassen der Minima sind in Nord-Amerika nach Ost gerichtet, auf dem Ozeane und in Europa ist ihre Richtung abhängig von der Lage der Hochdruckgebiete: bei *Pp* und *Pn* haben die Minima die Neigung, nach Nordost und Nord umzubiegen, sowohl auf dem Ozeane, als auch in Europa, bei Po_s und Po_n ist ihre Fortpflanzungsrichtung durchschnittlich eine östliche. Das Nordsee- und Ostseegebiet wird häufig von den Minimis durchquert. Bei *Pp* und Po_n ist die Zugstrasse *Vb* häufig besucht.

Die Maxima wandern bei der Klasse *P* in der Regel nach Ost und Südost, bei *Pp* auch auf dem Ozeane in dieser Richtung. In Europa verlaufen die Bahnen der Maxima bei *Pp* zuerst ost- und südostwärts, nachher in den östlicher gelegenen Gebirgsteilen nach Nordost und Nord; ähnlich ist der Fall bei Po_n und Po_s, während bei Pk_n die südöstliche Richtung die vorwiegende ist. Mitten auf dem Ozeane sind wandernde Maxima seltener, dagegen häufig stationäre Maxima, welche zumeist zwischen dem 30. und 50. Breitengrade auftreten.

Die Klasse *N* gehört hauptsächlich den Frühlingsmonaten an, ist indessen auch in den übrigen Jahreszeiten hin und wieder vertreten. Die Minima haben ihre grösste Häufigkeit auf dem Ozeane südlich von Grönland und Island, etwa bis 35° nördl. Br. Auch in Europa sind sie bei diesem Typus sehr häufig, sowohl auf dem Festlande, als auch bei Italien.

Die Bahnen der Minima haben nichts Aussergewöhnliches. In Nord-Amerika und auf dem Nordatlantischen Ozeane sind die Bahnen durchschnittlich nach Ost gerichtet, in Europa biegen die Maxima in der Regel nach Nordost und Nord um. Dabei wird Europa häufig von den Minimis durchzogen.

Die Maxima bewegen sich in niedrigen Breiten durchschnittlich nach östlicher Richtung, während sie in höhern Breiten vorzugsweise nach Südost und Süd wandern, letzteres namentlich bei *Np*, *No* und *Nk*.

Stationäre Maxima befinden sich am häufigsten auf dem Ozeane zwischen 30° und 40° nördl. Br. und im hohen Norden über Grönland und Umgebung; seltener kommen sie über Europa vor.“

Was die Aufeinanderfolge der verschiedenen Typen anbetrifft, so ergab sich im wesentlichen folgendes. Die Typen der *O*-Klasse folgen sich vorzugsweise unter einander, wobei *On* besonders oft dem Typus *Ol*, dieser dem Typus *Ok* vorhergeht; *On* kommt oft vor und *Ok* nach *Lo*; *On* folgt nicht selten auf *No*, *Ol* auf *Nn*; auf *Ok* folgt manchmal Po_n oder Pk_n. Man ersieht daraus, dass die Zunge hohen Druckes, welche das Azorenmaximum bei *Ol* und *Lo* zum Kanale vorschiebt, die Tendenz hat, sich nach Zentraleuropa zu verschieben, was Typus *Ok* giebt, und dass weiter diese Zunge sich

abzulösen und manchmal rasch nach Osteuropa zu wandern scheint, was Po_n oder Pk_n giebt. Von den Typen der K-Klasse alterniert $K_s o$ überwiegend mit einem Typus dieser selben Klasse K_p und $K_n o$ verbinden sich häufiger mit Typen der P-Klasse, Kn geht auffallend häufig in Nk oder auch Nn über, Kl alterniert oft mit Ll und mit $K_s o$, folgt auch öfters auf Kn. Von der L-Klasse alterniert der Typus Ll gern mit Kl, Lo wandelt sich am häufigsten in Ok, Ln und Nn um; Ll und Ln folgen einander sehr selten, dagegen treten beide leichter mit Lo in Verbindung; Lo alterniert auch nicht selten mit Ol oder On; häufig kommt Pp vor und Po_n nach Ll. Von der P-Klasse folgen Po_s und Po_n häufiger auf Typen der Gruppe K als der eigenen Klasse; dagegen folgen ihnen ziemlich oft Pp und Pk_n, was einer Drehung des Drucksystems im Sinne gegen die Uhr entspricht; Pp alterniert oft mit Kp und Po_n, folgt auch ziemlich häufig dem Typus Pk_n und geht häufig den Typen Kn, $K_n o$ und Ll voran; auf Pk_n folgen am häufigsten, nicht selten auch auf Po_n die Typen $K_n o$ oder $K_s o$, indem sich eine Brücke hohen Luftdruckes über Westeuropa hinweg herstellt. Die Typen der Klasse N treten gewöhnlich in der Nachbarschaft solcher Typen auf, die entweder zur gleichen Klasse gehören oder doch den Buchstaben n in ihrer Bezeichnung tragen; es ist also eine Tendenz zur Ausbildung relativ hohen Druckes in nördlichen Breiten auch in den benachbarten Zeitabschnitten vorhanden. Auch die relativ seltenen Typen der U-Klasse vergesellschaften sich überwiegend mit Typen, die N oder n in ihrer Bezeichnung enthalten, so namentlich Ui mit No, Un mit Nn oder Pk_n.

Den Einfluss der Isobarentypen auf die Witterung in Deutschland haben die Verf. ebenfalls geprüft, doch nur für die Orte Hamburg, Neufahrwasser und München, und zwar für die Jahre 1886—1887 die beide kalt waren. Die Ergebnisse, welche, wie die Verf. sagen, sich durch weitere Jahrgänge wahrscheinlich weniger der Art als dem Grade nach ändern dürften, sind kürzlich folgende:

1. Bei den Isobarentypen der P-Klasse und bei $K_s o$ und Kp herrschen in Deutschland Winde von der südlichen und westlichen Seite des Horizonts mit bedecktem Himmel und normaler Temperatur; am wärmsten sind die Typen Po_s und $K_s o$.

2. Dagegen ist bei der zweiten Typengruppe das Wetter überwiegend kalt mit gemischter Bewölkung, und zwar beim Typus Ln mit nördlicher Luftströmung, bei den Typen Kn, $K_n o$, Pk_n und Nk mit östlichen Winden. Der Himmel ist bei Pk_n ganz bedeckt, bei Nk dagegen überwiegend heiter.

Weitere 17 Tage vom Typus Ln, welche in den Jahrgängen 1884 und 1885 vorkommen, ergaben noch ausgesprochenere Kälte und in München vorwiegend heiteres, in Neufahrwasser vorwiegend trübes Wetter.

3. Die Typen On, Ol, Lo, Ll und Nn haben Deutschland überwiegend nordwestliche Winde gebracht; On, Ol und Lo sind

Sommertypen mit gemischter Bewölkung; um diese Jahreszeit sind NW-Winde in Hamburg als Seewinde kalt; *Ll* und *Nn* sind überwiegend durch Fälle in der kältern Jahreszeit vertreten; bei ihnen waltet bedeckter Himmel durchaus vor, mit verringerter Tagesschwankung der Temperatur, so dass die Morgen fast normale, die Mittage zu niedrige Wärme aufweisen; nur Neufahrwasser war bei *Ll* durchweg zu warm.

4. Die vierte Gruppe, aus den Typen *Np*, *No*, *Os*, *Ok* und *Kl* bestehend, zeigt an den drei ausgewählten Orten wesentlich verschiedene Windrichtungen, welche ihren lokalen Charakter meistens auch damit bestätigen, dass sie stärkern Änderungen zwischen 8^h a. m. und 2^h p. m. unterliegen, als in den vorhergehenden Gruppen die Regel war.

Eine starke tägliche Drehung des Windes wird man übrigens ausser bei diesen Typen auch bei *Ol*, *On*, *Lo*, *Ln*, *Ll*, K_so und Po_n bemerken, hauptsächlich in München, am wenigsten in Hamburg. Im allgemeinen besteht sie in dem Vorwalten südlicher (meist südwestlicher) Winde am Morgen und nördlicher Winde am Nachmittage, bedingt durch die Lage des Gebirges in München und des Festlandes in Neufahrwasser.

Typus *Np* war hiernach von Kälte und gemischter Bewölkung, *No* von ziemlich normaler Temperatur und bedecktem Himmel begleitet, die Sommertypen *Os* und *Ok* von teilweise heiterem Wetter mit normaler, um Mittag etwas zu hoher Temperatur.

Der merkwürdigste unter diesen Typen ist jedenfalls *Kl*, der allgemein schönes, warmes Wetter gebracht hat. Nun ist dieser Typus identisch mit dem »type *B*« von Teisserenc de Bort, dessen ausserordentliche Entwicklung und Andauer während des äusserst kalten Dezembers 1879 gerade die Veranlassung gewesen ist zu den Untersuchungen dieses Gelehrten über Isobarentypen, die auch zu der vorliegenden Studie die Anregung gaben.

Um diesen merkwürdigen Widerspruch aufzuklären, haben die Verf. das Verhalten des Wetters beim Isobarentypus *Kl* auch noch an 63 weitern Typen der Jahre 1880—1885 studiert und dabei gefunden, dass der Isobarentypus *Kl* nur im Falle des Vorhandenseins einer ausgedehnten Schneedecke Kälte mit sich bringt, in allen andern Fällen aber, auch im Winter, relativ warm ist — aus welchen Ursachen dies auch sei.

E. Less hat[1]) die Verwendbarkeit der neuen Typen für Europa und die angrenzenden Teile des asiatischen Russlands und von Nordafrika an mehrern Jahrgängen der von ihm konstruierten wöchentlichen Wetterkarten, und zwar für die Winter- und für die Sommermonate geprüft. Dabei zeigte sich, dass die Wochenkarten für den Winter, insoweit sie einheitliche Zeitabschnitte darstellen, sich zum grössten Teile durch die Typen van Bebber's und Köppen's

[1]) Meteorologische Zeitschrift 1896. Litteraturbericht. S. 61.

klassifizieren lassen, dass man dabei jedoch ebenso gut oder vielleicht noch besser mit den fünf Teisserenc de Bort'schen Typen auskommt, wenn zu diesen nur noch ein sechster hinzugefügt wird, welcher ungefähr dem Typus *Ll* entspricht. In den Wochenkarten für den Sommer aber fand sich überwiegend der Typus *Ok* und daneben nur hauptsächlich noch *Ol*, *Os*, Po_n und *Ln* vertreten, und zwar bei Wetterlagen, welche zum Teile von einander recht verschieden waren. Für Europa, in dessen grösserer Hälfte der mittlere Luftdruck im Sommer unter 760 *mm* beträgt, dürfte sich eben ein anderes Typensystem als fruchtbarer erweisen, welches auch auf die Lage der barometrischen Minima schon in den Definitionen Rücksicht nimmt.

Über Bewegungen, besonders Wellen im Luftmeere, verbreitete sich Dr. E. Herrmann [1]). Er betont eingangs, dass immer stärker die Erkenntnis durchdringe von der Unzulänglichkeit der Anschauungen, nach welchen die Bewegungen des Luftmeeres auf der Entwicklung im allgemeinen selbständigerer Cyklonen und Anticyklonen beruhen. Zu dieser Erkenntnis habe aber weniger eine strengere Kritik der Grundlagen geführt, auf denen diese Anschauungen aufgebaut sind, als die Macht der Thatsachen welche der Einfügung in die gebildeten Systeme widerstreben. »Bereits in der Mitte des vorigen Jahrzehntes war schon einmal die auf jenen Anschauungen beruhende Theorie ins Wanken geraten, wozu besonders eine Abhandlung von Hann [2]) beigetragen hatte. Es wurde dann aber durch v. Helmholtz [3]) die Ansicht entwickelt, »dass es in der Luftmasse durch kontinuierlich wirkende Kräfte zur Bildung von Diskontinuitätsflächen kommen kann, und dass die anticyklonische Bewegung der untern und der grosse und allmählich wachsende Cyklon der obern Schichten, die am Pole zu erwarten wären, sich in eine grosse Zahl unregelmässig fortwandernder Cyklonen und Anticyklonen mit Übergewicht der erstern auflösen«. v. Helmholtz schreibt ferner [4]): »Ist, wie in unserem Falle, die untere Schicht schwerer, so lässt sich zeigen, dass die Störungen zunächst ähnlich den Wasserwogen verlaufen müssen, die durch den Wind erregt werden«. Damit wurde zwar die Entstehung der Cyklonen und Anticyklonen auf eine grosse atmosphärische Circulation, welche durch die Wärmeunterschiede zwischen Äquator und Pol bedingt ist, zurückgeführt; aber die ausgebildeten Cyklonen und Anticyklonen konnten nach wie vor als selbständigere und für sich abgeschlossenere Erscheinungen angesehen werden.

---

[1]) Bericht über die 66. Vers. deutscher Naturf. und Ärzte. Abt. f. Meteorologie. p. 42 u. ff.
[2]) Vgl. v. Bezold, Berl. Sitzungsber. Math.-Naturw. Klasse. 1890. p. 831.
[3]) Berl. Sitzungsber. Math.-Naturw. Klasse. 1888. p, 413. u. ff.
[4]) l. c. p. 427.

„Den Ableitungen von v. Helmholtz liegt jedoch die Anwendung des sogenannten Satzes von der Erhaltung der Flächen auf einen Teil der Atmosphäre, auf einen Luftring, zu Grunde. Eine Anwendung dieses Satzes in dieser Weise ist unrichtig [1]); derselbe gilt nur für ein freies System. Als solches ist ein Teil der Atmosphäre nicht zu betrachten, sondern es ist derselbe den Bedingungen des Zusammenhanges mit der übrigen Atmosphäre unterworfen. Nur wenn die Bedingungen im Innern der Atmosphäre derartige wären, dass sie den Bedingungen in der Grenzfläche einer Flüssigkeit und eines andern Körpers entsprächen, wäre die Anwendung des genannten Satzes auf einen ringförmigen Teil der Atmosphäre zulässig. Die Bedingungen für die Grenzfläche einer Flüssigkeit sind aber: gleicher Druck auf beiden Seiten der Grenzfläche und gleicher Wert der Komponente der Geschwindigkeit nach der Normale für die beiden in der Fläche sich berührenden Körper (vergl. Kirchhoff, Mechanik, 2. Aufl., p. 165). Diese Bedingungen sind in der bewegten, nicht im Gleichgewichte befindlichen Atmosphäre nicht erfüllt.

Die Stütze, welche man in den v. Helmholtz'schen Auseinandersetzungen für die auf Zerlegung der Bewegungen in Cyklonen und Anticyklonen beruhende Theorie der atmosphärischen Vorgänge gefunden zu haben glaubte, dürfte sich somit als trügerisch erweisen.«

Dr. Herrmann zeigt nun näher, in welchem Punkte die bisherigen Anschauungen von der Wirklichkeit abweichen, und kommt zu dem Ergebnisse, dass ein stationärer Zustand in der unter idealen Voraussetzungen gestellten Atmosphäre nicht bestehen kann, obgleich (mit Ausnahme von Helmholtz) ein solcher Zustand allen Untersuchungen über Bewegungen des Luftmeeres zu Grunde gelegt wird. Daraus folgt, dass unter den Bedingungen, welche stetige und nur von Breite und Höhe über der Erdoberfläche abhängige Werte enthalten, die Bewegungen des Luftmeeres in Schwingungen und regelmässig fortschreitenden Wellen bestehen müssen. »Diese Wellen haben keine Beziehung zu den von v. Helmholtz der Betrachtung unterworfenen Wogengebilden, denn deren Existenz soll auf der Entstehung von Diskontinuitätsflächen beruhen, während die hier vorangehenden Entwicklungen auf durchaus stetige Bewegungs- und Druckverhältnisse gegründet sind.

Die in der Atmosphäre durch die Temperaturunterschiede zwischen Äquator und Pol entstehenden Wellen werden in zwei Gruppen zerfallen müssen. Es werden sich Wellen bilden, welche in der Richtung der Meridiane fortschreiten, und die teilweise in stehende Schwingungen mit Knoten am Pole sich umwandeln können; zweitens werden Wellen bestehen, die in der Richtung der Breitenkreise fortschreiten. Die aus diesen beiden sich kreuzenden Wellengruppen durch Summation der Bewegungen entstehenden Luftdruck- und Bewegungsverhältnisse ergeben die bisher als cyklonale und anticyklonale bezeichneten Erscheinungen.

[1]) Vgl. auch Meteorolog. Zeitschr. 1894. p. 114.

Sind aber die Höhen der in der Richtung der Breitenkreise fortschreitenden Wellen in den verschiedenen Breiten verschieden, so würden infolgedessen auch sogenannte cyklonale und anticyklonale Phänomene in der Atmosphäre auftreten, wenn keine längs der Meridiane sich bewegende Wellen zur Ausbildung gelangten. In jedem Falle aber führen die Betrachtungen zu dem Schlusse: Ein grosser Teil der als Cyklonen und Anticyklonen bezeichneten und relativ zur Erdoberfläche fortschreitenden Erscheinungen gehört der infolge der Temperaturunterschiede zwischen Äquator und Pol sich entwickelnden, allgemeinen atmosphärischen Circulation an, d. h. sie würden in der irdischen Atmosphäre auch zur Ausbildung gelangen, wenn keine verschiedenen Temperaturverhältnisse längs der einzelnen Breitenkreise beständen, und keine Reibung irgend welcher Art stattfände. Diese Phänomene sind daher nicht als lokale Störungen eines durch die jeweilige Temperaturverteilung zwischen Äquator und Pol bedingten Gleichgewichtes der Atmosphäre zu betrachten, sondern sie stellen sich als regelmässige, mechanisch notwendige Erscheinungen der Atmosphäre dar, für welche ein solches Gleichgewicht nur für ganz bestimmte Fälle bestehen kann.«

»Ausser den Wellen«, fährt Dr. Herrmann fort, „wird in einer Atmosphäre, immer noch unter der Voraussetzung keiner Reibung und nur von Breite und Höhe über der Erdoberfläche abhängigen Temperaturverhältnissen, eine stationäre zonale Luftdruckverteilung sich einstellen, welche den Breitenkreisen parallelen Luftströmungen entspricht. Dieselbe hebt gewissermassen die durch einen Teil der Temperaturverteilung verursachte Störung des Gleichgewichtes auf und wird den Bedingungen entsprechen müssen, unter denen ein Gleichgewichtszustand der Atmosphäre eintreten kann. Enthält diese Luftdruckverteilung in den Meridianschnitten dann Maxima und Minima, wie es der Fall zu sein scheint, so führt dieselbe in Verbindung mit den die Breitenkreise entlang laufenden Wellen ebenfalls zur Bildung cyklonaler und anticyklonaler Erscheinungen.

Es ist mehrfach versucht worden, diese stationäre Druckverteilung, wie sie gemischt mit einer durch termische Anomalien verursachten Druckverteilung in den mittlern Luftdruckwerten sich darstellt, zu erklären oder zu berechnen, freilich in dem Glauben, in derselben das alleinige Resultat der Temperaturänderungen zwischen Äquator und Pol vor sich zu haben. Die Versuche, durch allgemeinere Betrachtungen die sich zeigende zonale Druckverteilung selbst nur dem Sinne nach zu begründen, müssen als von vorn herein verfehlt bezeichnet werden. Allgemeine Betrachtungen können dabei ebenso wenig zum Ziele führen, wie es unmöglich ist, durch solche Überlegungen die Gestalt einer gleichmässig rotierenden, in ihren Teilchen nur der allgemeinen Massenattraktion unterworfenen Flüssigkeit als ein Ellipsoid zu bestimmen.

Die mathematische Figur der rotierenden Flüssigkeit und der Flächen gleichen Druckes in der Atmosphäre, also auch die Lage

und Werte der zonalen Maxima und Minima des Druckes auf der die Flächen gleichen Druckes schneidenden Erdoberfläche, können ausser durch Beobachtung nur dadurch gefunden werden, dass die in Betracht kommenden Grössen rechnerisch zu einander in Beziehung gesetzt werden.

Rechnerische Bearbeitungen einer zonalen Luftdruckverteilung sind insbesondere von Ferrel und Oberbeck durchgeführt worden. Beide setzen, wie schon bemerkt, einen stationären Zustand voraus. Dies würde aber vielleicht allein nicht hindern, ihre Rechnungen für den stationären, zonalen Teil der Luftdruckverteilung als wenigstens annäherungsweise gültig anzusehen. Ferrel aber wendet, wie es nicht statthaft ist, den Satz von der Erhaltung der Flächen auf ein einzelnes Luftteilchen an; Oberbeck nimmt die Oberfläche der Erde als Kugel an und vernachlässigt ausserdem die Dichtigkeitsunterschiede in der Atmosphäre, die ja gerade die ganze Bewegung der Luft relativ der Erde hervorrufen. Demnach ist die Aufgabe, die stationäre zonale Luftdruckverteilung auf der Erde rechnerisch festzustellen, noch nicht gelöst.

Die also auch in einer idealen Atmosphäre auftretende Wellenbewegung wird sich aus Zügen von Wellen verschiedener Länge und Höhe, sowie verschiedener Umlaufszeit zusammensetzen. Bei den in der Richtung der Breitenkreise fortschreitenden Wellen werden die Wellenlängen ganze Teile des Kreisumfanges ausmachen müssen. Die Luftdruck- und Bewegungsverhältnisse entsprechen dann der Summe eines stationären Teiles und der in der jeweiligen Lage durch die einzelnen Wellen gegebenen Luftdruckverteilung und Luftbewegung. Die Fortpflanzung der einzelnen Minima und Maxima ist daher durch das Fortschreiten der einzelnen Wellen bedingt, und die Veränderung ihrer Tiefen und Höhen sowie der Druckverteilung in ihrer Umgebung hängt von den Phasenunterschieden ab, welche die Wellen an dem Orte des Minimums oder Maximums gegen einander annehmen. Das Minimum also z. B. vertieft sich, wenn die tiefsten Stellen der verschiedenen Wellen einander sich nähern. Es ist leicht zu übersehen, dass die Isobaren, welche die Minima und Maxima umgeben, im allgemeinen eine kreisförmige Gestalt nicht haben. Dies kann nur der Fall sein, wenn die Druckdifferenzen in der Richtung von West nach Ost die gleichen sind wie die zur Zeit in der Richtung von Nord nach Süd bestehenden; ein Fall, der, wie auch die Erfahrung bestätigt, nur sehr selten eintreten und infolge des weitern Fortschreitens der Wellen alsbald in andere Verhältnisse sich umwandeln wird. Daraus zeigt sich, dass es nicht den wirklichen Vorgängen entspricht, die kreisförmigen cyklonalen und anticyklonalen Phänomene zur Grundlage der Betrachtungen über die atmosphärischen Bewegungen zu machen und andere Gestaltungen der Isobaren als Abweichungen von den normalen Verhältnissen zu betrachten.

In der die Erde umgebenden Atmosphäre besteht nun natürlich wegen der unregelmässigen Verteilung von Wasser und Land die den bisherigen Betrachtungen zu Grunde gelegte zonale Verteilung der Temperatur nicht, und dem entsprechend wird auch die Luftdruckverteilung und Luftbewegung auf der Erde eine andere sein, als sie einer solchen zonalen Verteilung entsprechen würde. Es wird jedoch statthaft sein, die in Wirklichkeit bestehenden Verhältnisse in zwei Teile zu zerlegen, und zwar in einen Teil, der einer mittlern, jeweiligen zonalen Temperaturverteilung entspricht, und einen Teil, der durch ein grösseres oder kleineres Gebiet umfassende Abweichungen von diesen mittlern Temperaturen bedingt ist.

Die aus diesen letztern entspringenden Phänomene haben, wenn sie auch über ein grösseres Gebiet sich erstrecken, doch einen lokalen Charakter und sind von ihrer Unterlage abhängig, werden also auch an den durch die mittlern zonalen Temperaturverhältnisse hervorgerufenen Bewegungen nicht teilnehmen, wohl aber sich mit denselben summieren. Die Zerlegung der Erscheinungen in jene zwei Teile scheint um so mehr gerechtfertigt, als mit der Höhe die lokalen Temperaturabweichungen sich abschwächen, und immer mehr die zonale Temperaturverteilung überwiegt. Unter leicht zu übersehenden Umständen kann die Summation der der allgemeinen Zirkulation angehörigen, fortschreitenden Wellen und der durch die lokalen Temperaturabweichungen bedingten Luftdruck- und Bewegungsverhältnisse ebenfalls fortschreitende cyklonale und anticyklonale Phänomene ergeben.

Es darf nicht unbemerkt bleiben, dass auch die durch die lokalen Temperaturabweichungen bedingten Bewegungen nicht vollkommen stationär sein können, sondern wellenförmige Phänomene enthalten müssen, denn auch diese Luftdruck- und Bewegungserscheinungen werden im allgemeinen keinen derartigen Zustand annehmen können, dass die Bewegung der Luftteilchen den Schnittlinien der Flächen gleichen Partialdruckes und der Niveauflächen der Erde folgt.

Dies letztere ist aber die allgemeine Bedingung dafür, dass auf einer endlichen Strecke und während endlicher Zeit die Luftbewegung in der rotierenden Atmosphäre gleich, d. h. stationär bleibe. Diese Bedingung ist sowohl bei einer nur zonalen Temperaturverteilung, als auch bei den Partialbewegungen, die aus den Temperaturabweichungen vom zonalen Mittel resultieren, in der Atmosphäre im allgemeinen nicht erfüllt, und so können in derselben nach Richtung und Stärke beständige Winde während irgend eines Zeitraumes nicht bestehen, sondern es müssen Luftwogen auch von geringer Länge zur Bildung gelangen. Die bisherigen Folgerungen, führen also zu den — neuerdings besonders von Vallot durch Beobachtungen auf dem Montblanc und von Pernter auf dem Sonnblick auch für grössere Höhen festgestellten — Druckschwankungen und Stössen in den Stürmen.

Diese und die Luftwogen, die in der streifenförmigen Wolkenbildung zur Äusserung gelangen, sind wohl die kleinsten, die sich uns zu erkennen geben. Die Luftwogen von zunächst grösserer Ausdehnung dürften bei der Gewitterbildung eine wichtige Rolle spielen. Zu dieser Grössenordnung gehören auch die tornadoartigen Stürme, deren grosse Intensität durch das Zusammenfallen mehrerer Wellenthäler bedingt wird. Man kann unter den hier aufgestellten Gesichtspunkten auch verstehen, wie es zugeht, dass solche Phänomene verschwinden und an anderer, in der Richtung ihres früheren Zuges liegender Stelle wieder auftreten. Dies kann als eine Folge der Interferenz verschieden schnell fortschreitender Wellensysteme betrachtet werden.

Man muss sich also die Atmosphäre von zahlreichen Wellensystemen von ausserordentlich verschiedener Grösse erfüllt vorstellen, und zwar erstens von den regelmässigen, welche einer gewissen zonalen mittlern Temperaturverteilung entsprechen, und zweitens den unregelmässigern, die aus den Abweichungen dieser Temperaturverteilung entspringen.

Als eine andere Klasse von fortschreitenden Druckänderungen in der Atmosphäre werden noch gewisse Druckstufen zu nennen sein, deren anfängliche Entwicklung wohl der Bildung einer Diskontinuität in der Atmosphäre zuzuschreiben ist. Wenn auch, wie oben ausgeführt, eine Bildung von Diskontinuitätsflächen in der Atmosphäre, wie sie v. Helmholtz unter Anwendung des Satzes von der Erhaltung der Flächen auf einen Luftring sich vorgestellt hat, nicht den Sätzen der Mechanik entspricht, so sind wohl andere Möglichkeiten denkbar, die zu solchen Diskontinuitäten führen, wie z. B. die plötzliche Ausscheidung des an einer Stelle in der Atmosphäre enthaltenen Wasserdampfes als Niederschlag. Derartige Diskontinuitäten werden sich aber immer nur auf ein kleineres Gebiet erstrecken. Die durch sie erzeugte Druckstufe kann dann wohl, wie eine durch einen Stoss erzeugte Welle, fortbestehen und weiter fortschreiten, auch wenn die ursprüngliche Ursache für die Entwicklung der Diskontinuität selbst wieder verschwindet. Zu diesen Erscheinungen dürfte auch die in den Annalen der Hydrographie 1889. p. 242, beschriebene gehören, die sich von Sylt bis Pola verfolgen liess.

Da wir vorläufig eine stichhaltige, mathematisch-analytische Darstellung der Luftdruck- und Bewegungsverhältnisse der Atmosphäre selbst unter den aufs höchste vereinfachten Voraussetzungen nicht besitzen, so tritt die Aufgabe in den Vordergrund, die wirklich in der irdischen Atmosphäre bestehenden und durch die Beobachtungen gegebenen Verhältnisse in die regelmässigeren der allgemeinen atmosphärischen Circulation und die durch lokale Abweichungen bedingten zu trennen und jede dieser Erscheinungsarten für sich zu untersuchen.

Die genauere Kenntnis der regelmässigen Phänomene der allgemeinen atmosphärischen Zirkulation wird den Zusammenhang räumlich weit voneinander getrennter Erscheinungen erkennen lassen

und uns zu gewissen Perioden in den Witterungsverhältnissen führen. Es wird sich dabei zeigen, ob ausser der jahreszeitlich verschiedenen Einwirkung der Sonnenwärme auf die Erde noch andere, ausserhalb unseres Planeten liegende Ursachen die irdische Atmosphäre beeinflussen.«

16. Wolken.

Eine experimentelle Darstellung einiger Erscheinungen, die mit der Wolkenbildung zusammenhängen hat M. N. Shaw ausgeführt[1]). Es wurden durch Mischung von zwei Luftströmen verschiedener Temperatur in einer grossen Glaskugel Wolken erzeugt. Die Strömungen wurden durch Konvektion hervorgerufen. Die Bewegung der Wolken gab nun einen Anhaltspunkt für die Bewegung der Luft. Unter günstigen Umständen nahm die Bewegung einen cyklonischen Charakter an. Eine zweite Glaskugel diente dazu, die Wolkenbildung durch dynamische Abkühlung der Luft zu zeigen. Eine plötzliche Expansion war der Erhebung von über 10000 Fuss äquivalent. Die Wassertröpfchen konnte man sogar langsam fallen sehen. Ein Licht wurde an der Rückseite der Glaskugel angebracht, und es zeigten sich unter günstigen Umständen Höfe. Zwei andere Kugeln endlich zeigten die Veränderungen, welche Wolkenbildung bei der dynamischen Abkühlung der Luft verursachen. In einer derselben verminderte die Kondensation das Fallen der Temperatur bei plötzlicher Ausdehnung, und die Differenz wurde durch Druckdifferenz zwischen den Kugeln gemessen.

Die Bewölkung des russischen Reiches ist Gegenstand einer umfassenden, kritischen Untersuchung von A. Schoenrock gewesen[2]). Benutzt sind nur die Beobachtungen der Jahre 1870 bis 1890, und zwar besonders deshalb, weil erst seit 1870 nach der 10 teiligen Skala beobachtet wird. Als heitere und trübe Tage sind solche mit weniger als 2.0 und mit mehr als 8.0 gerechnet worden. In die Tabellen sind 232 Stationen aufgenommen, von denen allerdings diejenigen in Peking, Sinope, Teheran und Trapezunt, sowie zwei in Korea nicht innerhalb der russischen Grenzen liegen, wohl aber von russischer Seite unterhalten werden. Es haben:

19	Stationen	(8%)	unter 5	Beobachtungsjahren
98	»	(42 »)	5—9	»
54	»	(23 »)	10—14	»
38	»	(16 »)	15—20	»
23	»	(10 »)	21	»

jedoch bezieht sich diese Auszählung nur auf volle Jahre oder solche mit mindestens 6 Monaten, Jahre mit weniger als 6 Monaten

[1]) Nature 52. p. 39. Meterolog. Zeitschrift. 1895. p. 480.
[2]) Mémoires de l'Académie impériale de St. Petersbourg. S. VIII. Klasse. Physico-Math. 1. Nr. 9. Meteorologische Zeitschrift 1895. Litteraturbericht. p. 89. Referat von C. Kassner, woraus oben der Text.

sind hierbei nicht beachtet. Ausser obigen 232 Stationen sind für die Konstruktion der Karten noch die Beobachtungen von 9 finnländischen, 11 schwedischen und 2 norwegischen Stationen verwertet worden.

Was den jährlichen Gang der Bewölkung betrifft, so unterscheidet Schoenrock vier Typen. Den ersten Typus findet man fast im ganzen europäischen Russland und jenseits des Ural bis nach Semipalatinsk hin; hier fällt das Maximum auf den November, das Minimum meist auf den Juli, jedoch vom finnischen Meerbusen bis nach Wologda hin schon auf den Juni, im mittlern Ural auf den März, im südlichen auf den April, im Osten und Süden des Gebietes mehr nach dem August hin. Der zweite Typus gehört dem Gebiete vom Südwesten Russlands bis an das Tjan-Schan-Gebirge an; das Minimum fällt auf den August, nur im westlichen Teile auf den September. Das Maximum tritt an der Grenze zum Gebiete des ersten Typus im Dezember ein, nach Südosten bis Südwesten später: auf dem Streifen von Bessarabien bis Turkestan im Januar, in der Krim, im Kaukasus und in Taschkent im Februar, an der Ostküste des Schwarzen Meeres, sowie in Osch, Wernyj und Kaschgar im März, endlich in Narynskoe und Prschewalsh im April. Der dritte Typus herrscht im Gebiete zwischen der obern Lena und dem grossen Ozeane. Der heiterste Monat ist der Januar, der trübste am untern Amur der Mai, von da nach Norden, Westen und Süden verspätet sich das Maximum mehr und mehr bis in den Juli (Peking) und August (im Norden) hinein; Jakutsk hat das Maximum erst im Oktober. Das ganze übrige Sibirien stellt einen Übergangstypus dar. Das Maximum verspätet sich im allgemeinen von NE nach SW, das Minimum fällt meist in den März oder benachbarte Monate. Naturgemäss ist aber nicht bloss diese reine grosse Übergangstypus abzusondern, vielmehr findet, je nachdem sekundäre Extreme ein geringes Übergewicht erreichen, ein Hinüberleiten des einen Typus zum andern an den Grenzen beider statt.

Die Höhe der Wolken zu Irkutsk ist im Januar bis Mai 1895 von R. Rosenthal trigonometrisch bestimmt worden[1]. Die Messungen ergaben nachstehende mittlere, grösste und kleinste Höhen (über dem Meere) der verschiedenen Wolkenformen.

	Anzahl der Messungen	Mittel	Max.	Min.
Stratus	2	1934	2305	1564
Cumulo-Stratus	5	2343	3039	1651
Cumulus	25	2902	3606	1867
Cirro-Stratus	7	6527	8706	4003
Cirro-Cumulus	2	8816	9384	8248
Cirrus	7	10904	14004	6610

[1]) Meteorologische Zeitschrift 1896. p. 16.

Was die Cumuli betrifft, so wurden stets kleine alleinstehende Wolken gewählt, die wohl mehr zu den niedrigen Alto-Cumulis zu rechnen sind.

Die Höhe der leuchtenden Nachtwolken. In den Jahren 1889—1891 sind in Steglitz, Berlin, Nauen und Rathenow gleichzeitige photographische Aufnahmen der leuchtenden Nachtwolken angestellt worden, über deren Berechnung O. Jesse berichtet[1]). Diese Wolken sind immer nur so lange in der Dämmerung sichtbar, als sie direkte Beleuchtung durch die Sonnenstrahlen erhalten; sobald der Erdschatten über sie hinweggeht, verschwinden sie vollständig. Die obere Grenze bildet daher einen ungefähr im grössten Kreise liegenden Bogen, dessen kleinster Zenithabstand über der Sonne liegt. Die mittlere Höhe aus den Beobachtungen 1889—1891 ergiebt sich zu 82.08 ± 0.01 *km*, so dass sich also diese Höhe seit 1885 nicht geändert hat.

17. Luftfeuchtigkeit, Niederschläge.

Untersuchungen über die Verdunstung hat E. Wollny angestellt[2]), wobei er sich bestimmter Zinkblechgefässe (Lysimeter) bediente, die auf einem im Freien aufgestellten Tische angebracht waren. Zu Beginn der Versuche wurde das Trockengewicht der Füllung bestimmt, worauf nach 5—9 Tagen die darin enthaltene Wassermenge durch wiederholtes Wägen leicht bestimmt werden konnte. Ebenso gestattete diese Vorrichtung die Feststellung der Sickerwassermenge, und da die Niederschlagsmenge, durch einen in unmittelbarer Nähe der Lysimeter aufgestellten Regenmesser bestimmt, bekannt war, konnte auch die Verdunstungsmenge innerhalb obiger Zeitintervalle berechnet werden.

Die während dreier Jahre, mit Ausnahme der Wintermonate, in bezug auf die Verdunstung verschiedener Bodenarten und einer freien Wasserfläche unter sonst gleichen äussern Bedingungen ermittelten Daten lassen erkennen:

1. dass die von den Böden an die Atmosphäre abgegebenen Wassermengen beträchtlich kleiner sind als jene von einer freien Wasserfläche;

2. dass die geringsten Wassermengen von dem Sande verdunstet werden, die grössten von dem Lehm, während Torf und humoser Kalksand in dieser Beziehung einen mittlern Wert aufzuweisen haben, und

3. dass durch die Bedeckung des Bodens mit lebenden Pflanzen die Verdunstungsmengen in einem bedeutenden Grade gefördert werden.

---

[1]) Astron. Nachr. p. 3247.
[2]) Forsch. auf dem Gebiete der Agrikulturphysik. 18. p. 486.

Bezüglich des Einflusses der meteorologischen Elemente auf die Verdunstung, sowie der Verdunstungsfaktoren auf die jeweiligen Feuchtigkeitszustände des Bodens gelangte Verf. zu folgenden Schlussfolgerungen:

1. Die Verdunstung ist ein Vorgang, welcher sowohl von den meteorologischen Elementen als auch von dem Feuchtigkeitsgehalte des Substrates beherrscht wird.

2. Unter den äussern Bedingungen der Verdunstung erweist sich die Wärme von grösster Bedeutung, insofern die Verdunstungsmengen im allgemeinen mit der Temperatur steigen und fallen, doch werden diese Wirkungen modifiziert, je nachdem die übrigen Faktoren zur Geltung kommen, sowie nach Massgabe der durch das Substrat dargebotenen Wassermengen.

3. Der Einfluss höherer Temperatur wird mehr oder weniger vermindert bei höherer Luftfeuchtigkeit, stärkerer Bewölkung, geringerer Luftbewegung und niedrigem Feuchtigkeitsgehalte des Mediums, während derselbe unter entgegengesetzten Verhältnissen zunimmt. Anderseits können niedrige Temperaturen einen stärkern Effekt hervorrufen als höhere, wenn die Luft trocken, die Bewölkung eine geringe, die Windstärke eine hohe und in dem verdunstenden Körper ein grösserer Wasservorrat vorhanden ist.

4. Für die Verdunstung einer freien Wasserfläche sowie der vollständig mit Wasser gesättigten Böden sind vornehmlich die Wärme, dann die relative Luftfeuchtigkeit, die Bewölkung, die Richtung und Stärke des Windes massgebend, während für jene der normal feuchten Böden sowohl im nackten Zustande, als auch in dem Falle, wo dieselben mit lebenden Pflanzen besetzt sind, die Niederschlagshöhe, von welcher ihre Durchfeuchtung abhängt, mitbedingend ist. Die Wirkungen der äussern Verdunstungsfaktoren treten bei den Böden in der ad 2. geschilderten Weise umsomehr zurück, je weniger ergiebig die Niederschläge sind, und je stärker der Boden durch vorangegangene günstige Witterung ausgetrocknet war und umgekehrt. Aus diesen Gründen weicht der Gang der Verdunstung einer freien Wasserfläche von demjenigen der verschiedenen Bodenarten nicht selten wesentlich ab.

5. Freie Wasserflächen und dauernd gesättigte Böden geben unter sonst gleichen Umständen durchschnittlich grössere Wassermengen an die Atmosphäre ab als künstlich oder natürlich entwässerte Böden im nackten oder bepflanzten Zustande. Nur in gewissen Perioden, nämlich in solchen, in welchen die Wirkung der Verdunstungsfaktoren sehr intensiv ist, die Pflanzen sich in der Hauptwachstumsperiode befinden, und der Boden einen höhern Wassergehalt aufzuweisen hat, können die mit Pflanzen besetzten Ländereien ceteris paribus ein grösseres Verdunstungsvermögen aufweisen als freie Wasserflächen.

6. Wenn nicht bewässerte Kulturböden mit lebenden Pflanzen besetzt sind, so verdunsten sie ungleich grössere Feuchtigkeitsmengen

als bei nackter Beschaffenheit der Oberfläche. Im erstern Falle übersteigt das abgegebene Wasserquantum in keinem Falle das während oder vor der Vegetationszeit zugeführte aus der Atmosphäre. Sumpf- und bewässerte Ländereien, sowie freie Wasserflächen können unter günstigen Verdunstungsverhältnissen zuweilen an die Atmosphäre eine grössere Wassermenge abgeben, als den gleichzeitig stattfindenden Niederschlägen entspricht.

7. Das Verdunstungsvermögen der Böden an sich ist von deren physikalischer Beschaffenheit abhängig; je geringer ihre Permeabilität für Wasser, je grösser ihre Wasserkapazität ist, und je leichter sie den stattgehabten Feuchtigkeitsverlust auf kapillarem Wege zu ersetzen im stande sind, um so intensiver gestaltet sich die Verdunstung und umgekehrt. Aus diesem Grunde nimmt die verdunstete Wassermenge mit dem Thon- und Humusgehalt zu, während sie sich in dem Masse vermindert, als das Erdreich reicher an sandigen und grobkörnigen Bestandteilen ist.

8. Der mit einer Pflanzendecke versehene Boden verliert auf dem in Rede stehenden Wege umsomehr Wasser, je kräftiger sich die Pflanzen entwickelt haben, je dichter sie stehen, und je länger ihre Vegetationsdauer ist, und umgekehrt.

Bestimmung des Wasserdampfgehaltes der Atmosphäre auf Grund spektroskopischer Messungen. Die veränderliche Menge des in der Luft in dampfförmigem Zustande enthaltenen Wassers giebt sich infolge der absorbierenden Wirkung desselben auf das von der Sonne kommende Licht bei dessen Zerlegung zum Spektrum, je nach der Verwendung von mehr oder weniger vollkommenen physikalischen Hilfsmitteln, entweder durch das Auftreten zahlreicher zarter Linien, welche im wesentlichen zu Gruppen angeordnet sind, oder als vereinzelte bandförmige Streifen von wechselnder Intensität zu erkennen. Die meisten, grössere Zeiträume umfassenden Untersuchungen, welche, namentlich aus praktisch meteorologischen Gründen veranlasst, einen Einblick in die Feuchtigkeitsverhältnisse der obern Luftschichten anstrebten, sind mit verhältnismässig einfachen Instrumenten ausgeführt worden; die Beurteilung der Änderungen der Absorptionsbanden geschah dabei nach abweichenden Methoden. In einzelnen Fällen beschränkten sich die Beobachter auf die Verwertung einer Skala, deren Endpunkte durch die Intensitätsgrenzen der Absorptionsbanden bestimmt waren, und innerhalb welcher die Stufenfolge durch die nach persönlichen Eindrücken empfundenen Änderungen im Aussehen in gleichmässig fortschreitenden Intervallen in bestimmter Zahl festgesetzt wurde.

Bei der Verwendung verfeinerter instrumenteller Einrichtungen zur Erzeugung des Spektrums, welche mit viel grösserer Schärfe den veränderlichen Charakter jener Linien tellurischen Ursprunges enthüllen, steigerte man auch die Ansprüche an die Empfindlichkeit der Messmethoden. Von nur geringer praktischer Bedeutung er-

wiesen sich die Vorschläge von Janssen, aus den Strahlen einer künstlichen Lichtquelle, welche gezwungen waren, eine dicke Schicht von Wasserdampf zu durchsetzen, der in eine Röhre eingeschlossen war, und dessen Menge man variieren konnte, ein Vergleichsspektrum herzustellen, welches sich in bezug auf die Intensität der tellurischen Linien mit dem gleichzeitig entworfenen Sonnenspektrum nach dem Augenscheine in Übereinstimmung befand, so dass dadurch ein Schluss auf die Quantität des Wasserdampfes in der von den Sonnenstrahlen durchlaufenen Luftschicht ermöglicht war. Sodann versuchten Cooke und Secchi aus der Häufigkeit der zwischen den Natriumlinien D_1 und D_2 auftretenden Linien terrestrischer Herkunft Folgerungen über den Feuchtigkeitsgehalt innerhalb der betreffenden Luftsäule zu ziehen; jedoch befriedigten die Resultate nicht. Hingegen die grösste Beachtung verdienen die Methoden von Cornu und Müller (Potsdam), welche sich in ihren Resultaten auf die Vergleichung der veränderlichen Linien tellurischen Ursprunges mit unveränderlichen, welche von der Absorption der Photosphäre herrühren, stützen. Der französische Physiker verfolgte gewisse Wasserdampflinien an den einzelnen Tagen bis zu dem Zeitpunkte, wo dieselben das Aussehen einer bestimmten unveränderlichen Spektrallinie erhielten. Im Anschlusse an diese Schätzungen wurde von Cornu dann der Versuch angestellt, auf Grund der mit dem Hygrometer gleichzeitig erhaltenen Werte der Feuchtigkeit der Luft am Beobachtungsorte mit Hinzuziehen entsprechender theoretischer Überlegungen einen Schluss auf die Gesamtmenge innerhalb einer bestimmten Luftsäule zu ziehen. Müller gelang es, durch Verwendung unveränderlicher Vergleichslinien seine auf dem Gipfel des Säntis angestellten Messungen direkt mit den zu Potsdam ausgeführten im Zusammenhange zu betrachten; jener Gelehrte verwertete eine zehnteilige Skala, welche die Änderungen der tellurischen Linien bei mittlerer Feuchtigkeit umfasste, und für deren Stufen sich eine genügende Anzahl von Fixpunkten in der Reihe der von Sonnenabsorption herrührenden Linien des Spektrums hatten finden lassen, so dass die Wiederherstellung dieser Einteilung auch jederzeit geschehen konnte.

Th. Arendt hat nun nach den von Cornu und Müller aufgestellten Grundsätzen die spektroskopische Untersuchung des Wasserdampfgehaltes der Atmosphäre weiter geführt und sich dabei des grossen Spektrometers des astrophysikalischen Observatoriums zu Potsdam bedienen können[1]). Die Untersuchungen erstrecken sich über den Zeitraum vom Juli 1895 bis Ende März 1896, und zwar wurden dabei die Änderungen der bei D befindlichen Wasserdampfliniengruppe studiert. Den Hauptanhalt bei der Beurteilung der atmosphärischen Linien bildet der Grad ihrer Schwärzung, und diesen bestimmte Arendt durch Schätzung nach Stufen, gemäss dem zuerst

---

[1]) Meteorol. Zeitschrift. 1896. 10. Heft. p. 376 u. ff.

von Argelander bei Helligkeitsbeobachtungen veränderlicher Sterne eingeführten Systeme. Es wurden 14 Linien zu einer Skala vereinigt und ihre Dunkelheitsunterschiede durch Stufen festgelegt, so dass sich ein Normalsystem herstellte, auf welches die übrigen Schätzungen bezogen werden konnten. Die Beobachtungen wurden bei verschiedenen Sonnenhöhen ausgeführt, da aber nach Cornu und Müller die Zunahme der Linien-Intensität der Vergrösserung der Luftwege direkt proportional ist, was näherungsweise auch aus einer bezüglichen Untersuchung Arendt's hervorging, so wurden alle Beobachtungen auf eine Weglänge von 1.5 Schichteinheiten bezogen. Die Beobachtungen und Untersuchungen des Verf. sind im ganzen nur Vorarbeiten zu dem eigentlichen Probleme. Es liegt in seiner Absicht, durch Anstellung von Simultanbeobachtungen mit möglichst gleichen physikalischen Hilfsmitteln an horizontal nahe gelegenen Thal- und Gipfelstationen die einem Stufenwerte entsprechende Menge des in der Luft enthaltenen Wasserdampfes in absolutem Masse durch Verwertung von Feuchtigkeitsbestimmungen innerhalb der Vertikalzone zu bestimmen.

Die tägliche Periode der relativen Luftfeuchtigkeit ist von D. Eginitis seit 1893 an einem selbstregistrierenden Haarhygrometer zu Athen beobachtet und untersucht worden[1]). Es zeigte sich dort im täglichen Gange ein zweites Maximum und ein zweites Minimum. Ersteres tritt im Winter um 7^h abends, im Sommer um 8^h ein, das zweite Minimum 2 bis 4 Stunden später. Das Abendmaximum der relativen Feuchtigkeit ist meist unbedeutender als das des Morgens, oft wird aber auch das Abendmaximum das überwiegende. Es tritt, ebenso wie das Morgenmaximum, nicht regelmässig alle Tage auf; zuweilen, wenn auch selten, fehlt es ganz; gleichwohl ist es noch häufiger als selbst das Morgenmaximum. Das Abendminimum ist gewöhnlich nicht so ausgesprochen wie das entsprechende Maximum, und es tritt viel seltener als Hauptminimum auf.

Die Erklärung für diese doppelte Tagesschwankung sucht Verf. in dem täglichen Gange der absoluten Feuchtigkeit und der Temperatur. Am Athener Observatorium, das nur 5 *km* von der Küste entfernt ist, zeigt sich das Maximum der absoluten Feuchtigkeit abends nach Sonnenuntergang, fast gleichzeitig mit dem Temperaturmaximum des Meeres. Von dem Momente, wo das Nachmittagsmaximum statthat, nimmt die relative Feuchtigkeit zu wegen des Sinkens der Temperatur und der Zunahme der absoluten Feuchtigkeit; diese Zunahme der relativen Feuchtigkeit hält an bis zum Maximum der absoluten Feuchtigkeit; dann beginnt diese abzunehmen und veranlasst folglich die Abnahme der relativen Feuchtigkeit, denn das Sinken der Temperatur ist ein langsames und kann nicht die Abnahme der Dampfspannung kompensieren. Absolute und relative

[1]) Compt. rend. **121**. p. 574.

Feuchtigkeit, wie Temperatur, sinken weiter, und in dem Momente, wo die Temperaturabnahme das Übergewicht zu erlangen beginnt, hat die relative Feuchtigkeit ihr Minimum erreicht und beginnt dann langsam zu steigen.

Prof. Eginitis ist der Meinung, dass die doppelte tägliche Schwankung der relativen Feuchtigkeit nicht eine Eigentümlichkeit des Klimas von Athen ist, sondern allen in der Nähe des Meeres gelegenen Orten gemeinsam sei und auch dem kontinentalen Klima, wenn auch hier weniger ausgesprochen.

A. Angot hält dagegen dieses doppelte tägliche Maximum und Minimum für eine lokale Erscheinung, hervorgerufen durch die Seebrise in Athen[1]).

Über Regenmessung, Regenmenge und Regenhäufigkeit in der täglichen Periode verbreitet sich van Bebber[2]). Er fand in Hamburg zunächst die bekannte Thatsache bestätigt, dass alle höher und freier aufgestellten Regenmesser geringere Beträge lieferten als die tiefer stehenden. Ferner zeigten die Niederschläge in Bezug auf Menge und Häufigkeit eine ausgesprochene tägliche Periode, und die fernere Untersuchung des vorhandenen fremden Materiales ergab, dass dies eine Erscheinung ist, welche in allen Klimaten der Erde, gewisse Modifikationen abgerechnet, auftritt. Die vom Verf. zusammengetragenen Tabellen zeigen, dass mit geringen Ausnahmen die Regenmengen für die Tagesstunden grösser sind, als für die Nachtstunden. Dieses Verhältnis spricht sich deutlicher aus in den Sommer- als in den Wintermonaten, so dass man wohl die allgemeine Regel aufstellen kann, dass in der wärmern Tageszeit die Regenmengen grösser sind als in der kältern Tageszeit.

Sowohl für die mittlern als auch für die niedern Breiten ergeben sich im allgemeinen zwei Maxima der Regenmenge: das eine fällt durchschnittlich auf die frühen Morgenstunden, auf die Zeit des Sonnenaufganges, das andere, gewöhnlich das Hauptmaximum, auf die Nachmittagsstunden. Dabei zeigen sich aber sehr grosse Verschiedenheiten in Bezug auf diese beiden Maxima. In unsern Gegenden liegt das Hauptmaximum zwischen 2 und 4 Uhr nachmittags, in einigen Fällen verschiebt sich dasselbe nach den Abendstunden hin; zuweilen treten dafür zwei Maxima auf, eins in den ersten Nachmittagsstunden und ein anderes in den späten Abendstunden. Die durch die Maxima getrennten Minima finden meistens in den Vormittagsstunden von 6 bis 11 Uhr und anderseits um die Mitternachtszeit statt.

In der wärmern Jahreszeit ist die tägliche Periode der Regenmenge deutlicher ausgeprägt, als in der kältern Jahreszeit, deutlicher in kontinental gelegenen Gegenden als in maritimen Distrikten;

---

[1]) A. a. O. p. 595.

[2]) Archiv der Deutschen Seewarte. 18. Nr. 3.

insbesondere hervortretend ist das Nachmittagsmaximum in den niedern Breiten, wo die Regenmengen in den übrigen Tageszeiten bedeutend zurücktreten.

Die Regenhäufigkeit (Anzahl der Regenstunden) zeigt in der täglichen Periode ganz ähnliche Verhältnisse wie die Regenmenge. Im allgemeinen regnet es am Tage häufiger als in der Nacht, jedoch ist dieses Verhältnis nicht so entschieden ausgesprochen, wie bei der Regenmenge. Auch bei der Regenhäufigkeit weisen die Vormittags- und die Nachmittagsstunden je ein Maximum auf. Das erstere fällt im allgemeinen auf die frühen Morgenstunden, das letztere gegen Abend. Dabei aber findet, abweichend von dem Verhalten der Regenmengen, das Hauptmaximum in den mittlern Breiten in den frühen Stunden des Vormittags und das zweite Maximum gegen Abend statt, während in den niedern Breiten die Verhältnisse ungefähr dieselben sind, wie für die Regenmenge. Am seltensten regnet es um die Mittags- und Mitternachtszeit.

Der Quotient aus Regenmenge und Häufigkeit in Stunden ergiebt die Regendichte, ihr Maximum fällt in Hamburg auf die Stunden 8—12 Uhr morgens, das Minimum auf die Nachtstunden. Bei allen Regenmassen zeigte sich eine Abnahme der Regenmenge mit wachsender Windgeschwindigkeit.

Die tägliche Periode des Regens ist von A. Angot auf Grund der Aufzeichnungen des meteorologischen Zentralbureaus zu Paris in den Jahren 1890—1895 untersucht worden[1]). Teilt man den Tag in acht Abschnitte von je 3 Stunden, und berechnet man getrennt die Regenmengen, die in jeder Epoche gefallen sind, so erhält man die nachstehenden Werte:

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII
Sommer	114	86	90	87	143	223	161	95
Winter .	106	142	172	123	120	104	111	122

Diese Zahlen geben in Tausendsteln den Bruchteil des gesamten Regens an, welcher einer jeden dreistündigen Periode, von Mitternacht an gezählt, entspricht; wenn der Regen gleichmässig über den Tag verteilt wäre, würde jede Periode 125 geben. Es findet sich aber, dass im Sommer (Juni, Juli, August) der Regen stets in 5 Perioden, oder in 15 sich folgenden Stunden bis Mittag, unter dem Mittel bleibt und nur in drei Perioden, von Mittag bis 9 Uhr abends, über das Mittel sich erhebt; dieses Maximum fällt mit dem der Gewitterhäufigkeit zusammen. Im Winter hingegen (Dezember, Januar, Februar) übersteigt der Regen das Mittel von 125 nur in zwei sich folgenden Perioden von 3^h bis 9^h morgens, das heisst zur Zeit, wo die Temperatur am niedrigsten ist, und die relative Feuchtigkeit am grössten.

[1]) Compt. rend. **122.** p. 1409.

Die für den Sommer charakteristische Schwankung findet man auch noch im Mai und September; hingegen scheinen die vier Monate März, April, Oktober und November keine merkliche tägliche Schwankung zu zeigen. Wegen des fast vollständigen Gegensatzes des Verhaltens im Sommer und im Winter verliert das Jahresmittel jeden Charakter und alle Bedeutung.

Die Betrachtung der Regenhäufigkeit, unabhängig von der Menge des gefallenen Wassers, führt zu ähnlichen, aber nicht absolut identischen Resultaten; dies beweist, dass die mittlere Intensität der Regengüsse auch eine tägliche Variation besitzt. Im Sommer ist die Wahrscheinlichkeit, dass man zu einer beliebigen Stunde Regen beobachtet, im Mittel (für die Zeit 1890 bis 1895) 75 auf 1000; sie steigt auf 104 zwischen 3^h und 6^h abends und ist ziemlich konstant und gleich 71 pro Mille während des ganzen übrigen Tages. Das Maximum der Intensität und der Häufigkeit des Regens zeigt sich zur selben Epoche, aber ersteres ist viel ausgesprochener und erstreckt sich über eine längere Zeit als das zweite. — Im Winter ist die Regenwahrscheinlichkeit für eine beliebige Stunde im Durchschnitte 93 pro Mille; sie steigt auf 11 zwischen 3^h und 6^h morgens und auf 120 zwischen 6^h und 12^h, den ganzen übrigen Tag ist sie ziemlich konstant und gleich 86; die Epochen der Maxima der Häufigkeit und Intensität des Regens fallen wieder zusammen und selbst vollkommener als im Sommer.

Obwohl zu Paris im Sommer eine grössere Menge Regen fällt als im Winter, ist die Regenhäufigkeit in der erstern Jahreszeit beträchtlich geringer; die mittlere Intensität der Regenfälle ist also bedeutend grösser.

Die Ergebnisse der Beobachtungen an den Regenstationen Preussens 1893. Infolge der Bemühungen Prof. Hellmann's sind seit mehrern Jahren in Preussen und den unmittelbar benachbarten Bundesstaaten Hessen, Braunschweig, Oldenburg, Mecklenburg u. s. w. fast 2000 Regenstationen eingerichtet worden. Die Beobachter an denselben walten überall freiwillig ihres Amtes, und ihre Thätigkeit besteht darin, täglich um 7 Uhr morgens die von einem besonders konstruierten Regenmesser aufgefangene Niederschlagsmenge zu messen und in ein bestimmtes Formular einzutragen. Die Einrichtung des Netzes der Regenstationen war im Jahre 1892 beendigt, und es liegen für das Jahr 1893 zum ersten Male von allen beteiligten Stationen die Aufzeichnungen während eines Jahres vor. Die Bearbeitung dieses umfangreichen Materiales hat Professor G. Hellmann ausgeführt und die Ergebnisse derselben veröffentlicht. Diese Resultate sind bereits von grossem Interesse, namentlich auch für gewisse Zwecke der Hydrotechnik. So liefert eine grosse Tabelle, in welcher die Stationen nach Flussgebieten geordnet sind, u. a. Angaben der grössten an einem Tage gefallenen Niederschlagsmengen. Die Stationen sind hierbei in solcher Reihenfolge aufgeführt, dass man

bei jeder beliebigen Station eines Flussgebietes die oberhalb gelegenen ohne weiteres übersehen, also auch ermitteln kann, welche Niederschlagsmengen bei der Beurteilung der an dem betreffenden Orte zum Durchflusse gelangenden Wassermassen in Betracht kommen. Die bedeutendsten Niederschläge hatte 1893 das Harzgebiet, und zwar fiel die grösste Jahresmenge zu Klausthal, 1249 *mm*, und in dem benachbarten Silberhütte, 1246 *mm*. Dann kommt Grunwald im Kreise Glatz mit 1221 und Weberinghausen (Kreis Olpe) mit 1154 *mm*. Die geringste Niederschlagsmenge hatte Tomken (in Westpreussen), nämlich nur 364 *mm*. Das Jahr 1893 hat wiederum den Beweis geliefert, dass die Intensität des Niederschlages mit der Dauer abnimmt. Je länger ein Regenfall dauert, um so geringer ist durchschnittlich die Wassermenge, die er in der Minute liefert. Der intensivste Regen des Jahres 1893 fiel am 16. August zu Eisleben, 3.52 *mm* pro Minute, doch dauerte dieser heftige Guss nur 5 Minuten. Das Frühjahr 1893 zeichnete sich durch eine lange Dürreperiode aus, als welche eine Zeitdauer von mindestens 14 Tagen betrachtet wird, während deren keine messbaren Niederschläge fielen. Zur Beantwortung der Frage, wie häufig eine solche Dürreperiode in Norddeutschland eintrete, hat Prof. Hellmann die Beobachtungen von 12 Stationen, welche seit 1848 bestehen, benutzt. Es ergab sich, dass die Häufigkeit der Dürreperioden im allgemeinen von Ost nach West zunimmt. Während in Ostpreussen nur in 2 Jahren durchschnittlich einmal eine Periode von 14 regenlosen Tagen eintritt, kommen im selben Zeitraume in Westfalen und am Rhein deren 2, in Köln sogar 3 vor. Dreiwöchentliche Dürreperioden sind schon sehr viel seltener, im östlichen Norddeutschland eine in etwa 15 Jahren, im Rheinlande alle 3 bis 4 Jahre.

Die Verteilung der Niederschläge in Kaukasien bespricht v. Erckert[1]), ohne jedoch die Quellen, auf denen seine Angaben beruhen, aufzuführen. Die mittlere Menge der Niederschläge im Laufe eines Jahres findet am Ostufer des Schwarzen Meeres ihre höchsten Werte von 200 Millimetern nördlich und südlich von Ssuchum-Kaleh bei Ssotscha und Batúm. Vom erstern Punkte nehmen sie in nordöstlicher, vom letztern in östlicher Richtung ab und stellen nicht getrennte Gebiete, sondern ein gemeinsames, in der Richtung zum Kaspischen Meere an Niederschlägen abnehmendes, sozusagen terrassenförmiges Gebiet dar, welches bedeutende Ausbiegungen in der Richtung des Gebirges nach Südost hin aufweist, dergestalt, dass die Aussenkurve der 100 Millimetergrenze, etwas südlich von Nowo-Rossijsk beginnend, sich parallel mit dem Gebirgskamme bis etwas weiter östlich als die Strasse von Wladikawkas nach Tiflis erstreckt, von wo sie, scharf nach Westen umbiegend, nördlich von Tiflis vorbei den Südabhang des Gebirges begleitet und südlich von Kutaïs

---

[1]) Umlauft, Deutsche Rundschau f. Geographie. **18. p. 415. u. ff.**

schroff nach Süden abbiegt, um bei Ardagan, nach Nordwesten streichend, ganz nahe bei Batúm das Schwarze Meer wieder zu erreichen.

Die Kurve von 50 Millimetern beginnt im Norden bei Anapa, streicht unter Ausbiegungen ostwärts bis zum 42.° östl. L., wo sie südwärts die Heilquellen bei Pätigorsk erreicht und von da, dem Gebirge parallel laufend, später das Ufer des Kaspischen Meeres in naher Entfernung bis Schemachá hin begleitet, von wo sie in spitzem Winkel nordwestlich bis Tiflis streicht und hier in noch spitzerem Winkel südöstlich auf dem rechten Ufer der Kurá, etwa unter 39° nördl. Br. südlich von Bakú, das Kaspische Meer erreicht. Am Ufer des Kaspischen Meeres, südlich von Lenkoran, tritt wieder die Zone von 100 Millimetern auf.

Weniger als 25 Millimeter weist die dem Kaspischen Meere vorliegende Steppe, nördlich der Kurá-Mündung, auf und ausserdem eine ganz schmale Zone, die sich südlich in Transkaukasien von Jelisabetpol nach Südosten zum Kaspischen Meere erstreckt.

Interessant ist, dass die Niederschläge des Winters (Dezember bis Februar) sehr viel Ähnliches, nur intensiver, als die Jahresniederschläge aufweisen. Bei Batúm und bei Ssotscha, in getrennten Gruppen, erreichen sie 600 Millimeter, die nach Nordosten hin schroff abnehmen, so dass die Terrassenstufen sehr nahe bei einander liegen, wobei sie sich bei 300 Millimetern noch nicht vereinigen, sondern Ssuchum-Kaleh nur nahe berühren. Erst die Kurve von 200 Millimetern umzieht ein gemeinsames Gebiet, welches bei Anapa beginnt, dem Gebirgszuge nahe des Dammes auf der Nordostseite folgt, die Strasse von Wladikawkas nach Tiflis im Hochgebirge erreicht und von dort in Südwestrichtung unter dem 41.° nördl. Br. den Tschoroch-Fluss südlich von Batúm erreicht. Die Curve von 100 Millimetern läuft ziemlich nahe und parallel derjenigen von 200 Millimetern, dann bildet sie eine kleine Insel bei Stawropol und umschliesst einen ganz schmalen Küstenstrich am Kaspischen Meere von Kislär bis etwa zum 41.° nördl. Br. Ebenso bildet die Mitte des Daghestan um Chunsach eine Insel von 50 Millimetern und mehr, und gleichfalls der Unterlauf der Kurá. Die Grenze von 25 Millimetern tritt erst westlich der Wolga-Mündung auf. Bei Lenkoran fallen die Kurven schnell von 300 Millimetern bis auf 100 Meter am Araxes herab.

Die Frühjahrsniederschläge (März bis Mai) erinnern in der Gestaltung der Kurven an die des ganzen Jahres. Die extremen Punkte liegen immer an denselben Stellen mit 400 Millimetern bei Ssotscha und 300 bei Batúm; nur tritt noch ein drittes Zentrum in der Mitte des Gebirges an der Strasse von Wladikawkas nach Tiflis auf, zwei parallele nahe benachbarte Ovale von 400 und 300 Millimetern bildend. Sehr trocken bleibt aber der Unterlauf der Kurá und das Küstengebiet des Kaspischen Meeres. Am trockensten ist die Gegend westlich der Wolga-Mündung.

Aber auch der Sommer (Juni bis August) weist Ähnliches auf. Die beiden Extreme liegen mit 500 Millimetern nördlich von Batúm und mit 400 um Ssotscha, so dass erst die Kurve von 300 Millimetern eine gemeinschaftliche Zone umschliesst, die unter 44° nördl. Br. am Schwarzen Meere beginnt und ganz nahe südlich von Batúm endigt, eine sehre weite Ausbiegung nach Osten hin unter 45° nördl. Br. bis in den Daghestan bildend und eine geringere nördlich vom Elbrus. Die trockenste, ganz kleine Zone liegt bei Bakú, die von 100 Millimetern teilt sich in zwei Gebiete nördlich von Kislär und südlich von Derbent, aufwärts die Kurá ansteigend.

Ähnliches bietet auch der Herbst (September bis Dezember), nur noch viel intensiver, in zwei getrennten Gebieten um Batúm mit 800 Millimeter und um Ssotscha mit 500. Bei ersterem Orte liegen die parallel absteigenden Curven ganz nahe bei einander bis zu 400 Millimetern; bei Sschotscha etwas weniger nahe bis 400 Millimetern, während die Curve von 300 ein gemeinsames Gebiet längs des Schwarzen Meeres südlich von Nowo-Rossijsk beginnend und über Kutaï laufend südlich bei Artwin endigt. Im Mittelpunkte des Gebietes findet sich wieder ein kleines Oval in der Nähe des Kasbek. Ein drittes Zentrum zeigt sich mit 500 Millimetern bei Lenkoran, welches in nahe streichenden parallelen Kurven bald zu 200 Millimetern abfällt. Nach Nordosten hin wird das kaukasische Gebiet trocken, am meisten südwestlich der Wolga-Mündung, während sich ein schmaler Strich am Westufer des Kaspischen Meeres von 100 Millimetern von Petrowsk bis nahe an Bakú erstreckt, und ein schmales Oval am Mittellaufe der Kurá um Jelisabetpol liegt. Auch die Gegend um Eriwan weist nur 50 bis 100 Millimeter auf.

Das Maximum der Niederschlagsziffern liegt im Zentrum des Gebirges um den Kasbek herum, südlich bei Wladikawkas beginnend und auf dem halben Wege nach Tiflis endigend.

Eine zweite Terrasse umschliesst diese Zentralstelle und reicht in breitem Gürtel an das Schwarze Meer, vom Kuban bis zum Oberlauf des Araxes. Getrennte Glieder finden sich dann am Goktscha-See nach Südosten in schmalem Streifen, dann um Stawropol und östlich von Pätigorsk. Die darauf folgende Stufe nimmt das ganze übrige Gebiet ein, aber ausschliesslich der Gegend nördlich der Kuma, um Jelisabetpol und am untern Araxes.

Die trockensten Sommer treten in der Steppe nördlich der Kuma auf; ebenso am Kaspischen Meere zwischen Derbent und Bakú, an der mittlern Kurá von Jelisabetpol aufwärts und am mittlern Araxeslaufe.

Die Trockenheit des kaukasischen Winters zeigt sich nördlich des untern Kuban in einem schmalen, nach Nordwesten hin breiteren Streifen, der ostwärts bis zur Kuma reicht, bei Pätigorsk, Wladikawkas mit dem Südrande vorbeistreicht und bei Bakú endigt, aber das Kaspische Meer zeigt grosse Trockenheit nur nördlich von Bakú und nördlich der Terek-Mündung.

Im grossen und ganzen ist also das Zentrum des Gebirges und dessen Abfall nach dem Schwarzen Meere der feuchtere Teil des kaukasischen Gebietes; das grössere, nordöstliche Gebiet, der Abfall zum Kaspischen Meere, ist der trockene Teil. Dem entspricht auch das tiefere Herabgehen der Schneegrenze auf dem Südwestabhange des Gebirges im Gegensatze zum Nordostabfalle.

Regendichte in den Tropen. Prof. Wiesner hat zu Buitenzorg auf Java in der Zeit vom November 1893 bis Februar 1894 die Regendichte und Tropfengrösse untersucht[1]). Die grössten während einer Sekunde gefallenen Regenhöhen waren nach zwei verschiedenen Methoden in zwei sehr schweren Regenfällen 0.03 und 0.04 *mm*. Die letzte Zahl giebt (extrapoliert) in einer Stunde 146 *mm*, in einem Tage 3500 *mm* als Regenhöhe, während die jährliche Regenhöhe von Buitenzorg (15 J.) 4464 *mm* ist. Das Gewicht des grössten Wassertropfens, den es überhaupt herzustellen gelingt, ist 0.26 *g*; fällt aber ein Tropfen aus einer grössern Höhe als 5 *m*, so geht das Gewicht im äussersten Falle nicht über 0.2 *g* hinaus. Als äusserstes Gewicht für die allerschwersten Regentropfen des heftigsten Tropenregens wurde 0.16 *g* gefunden; bei schwerem Regen und grossen Tropfen beträgt es meist 0.06 bis 0.08 *g*. Es wurden ferner Tropfen von 0.01 *g* Gewicht etc. bis 0.26 *g* Gewicht aus Höhen von $5^1/_2$ bis $22^1/_4$ *m* fallen gelassen. Dabei zeigte es sich, dass innerhalb dieser Grenzen Tropfen jeden Gewichtes aus jeder Höhe mit annähernd gleicher Geschwindigkeit von etwas mehr als 7 *m* die Sekunde unten ankommen, dass die Beschleunigung bei fallenden Tropfen, also durch den Luftwiderstand, schon innerhalb 20 *m* nahezu aufgehoben ist. Für die lebendige Kraft der schwersten Regentropfen wird mit diesen Grössen eine so kleine Zahl gefunden (0.0005 Kilogrammmeter), dass Blätter durch einen so schwachen Stoss nie beschädigt werden können.

Untersuchungen über einige Gesetzmässigkeiten in der Folge der jährlichen Niederschlagsmengen. Prof. P. Schreiber hat[2]) eine kritische Untersuchung angestellt über die Frage, ob sich in den bedeutenden Schwankungen der jährlich fallenden Niederschlagsmengen eine Gesetzmässigkeit finden lasse, um darauf basierend die Weitergestaltung unserer Niederschlagsverhältnisse ableiten zu können.

Zunächst verbreitet sich der Verf. über die behaupteten periodischen Klimaschwankungen und hebt hervor, dass die Arbeiten des sächsischen meteorologischen Institutes in Bezug auf die Niederschlagsmengen zwar eine Kurve mit regelmässig wiederkehrenden Wellenlinien ergaben, dass aber darin ein Gesetz der Klimaschwankungen

[1]) Sitzungsber. d. k. k. Akad. zu Wien. **104**. Abt. I. Dez. 1895.
[2]) Abhdlg. des kgl. sächs. meteorol. Institutes. 1. Heft. 1896. p. 2 u. ff.

nicht zu finden sei. Er wendet sich nun zu einer Kritik der Brückner'schen Klimaschwankungen seit 1700 und betrachtet speziell die säkularen Schwankungen des Regenfalles. Brückner hat bei seinen Ableitungen das sogen. Hann'sche Gesetz zu Grunde gelegt, welches lautet: »Das Verhältnis der Jahressummen des Niederschlages zweier Stationen in nicht zu grosser Entfernung bleibt von Jahr zu Jahr konstant«[1]). Gegen dieses Gesetz oder diese Regel hat schon Kaminski[2]) Bedenken erhoben, und Schreiber zeigt nun durch eine eingehende Untersuchung, dass es in der That nicht besteht. Die darauf begründeten Rechnungen Brückner's sind darnach unberechtigt.

Die fernern Schlussergebnisse des Verf. sind: »Die von der Ausgleichungsrechnung aufgestellten Kriterien für die Zufälligkeit der Folge der Regenmengen sprechen mit ihrer weit überwiegenden Majorität für das Walten des Zufalles.

Sollten die wenigen der Gesetzmässigkeit günstigen Kriterien durch gewisse periodische Schwankungen bedingt sein, so können diese nur kleine Amplituden haben, welche gegenüber den von dem Zufalle herbeigeführten Abweichungen der einzelnen Jahresmengen vor den langjährigen Mitteln stark zurücktreten.

Es geht jedoch hervor, dass Ursachen der Trockenheit oder des Regenreichtumes längere Zeit anhalten, so dass man mehrere Jahre des einen oder andern Charakters hintereinander erwarten kann. Aber die Folge dieser Zeiten muss als eine zufällige betrachtet werden.

Die Existenz einer 11jährigen, vermutlich mit der Sonnenfleckenbildung in irgend welchem Zusammenhange stehenden periodischen Schwankung ist in dem Verlaufe der Lustrenmittel der Niederschlagsmengen in Sachsen für alle Höhenlagen stark angedeutet. Hierfür spricht, dass bei 11jähriger Ausgleichung dieser Regenmengen die Schwankungen verschwinden.

Sollte diese 11jährige Periode thatsächlich bestehen, so müssen aber ausserdem eine oder mehrere Schwankungen irgend welcher Natur vorhanden sein.

Die direkte Ableitung der Elfjahrkurve führte weder für die Beobachtungen in Dresden, noch in Freiberg, noch in Paris zu einem bestimmten Resultate. Ihre Amplitude muss also so klein sein, dass die durch sie bedingten Abweichungen vom allgemeinen Mittel gegen die andern zufälligen oder gesetzmässigen Ursachen für die Anomalien stark zurücktreten.

Was die 35jährige Periode betrifft, so ergaben fünf Perioden der Pariser Beobachtungen eine Schwankung, deren reelle Bedeutung also ziemlich fraglich ist. Die Maxima und Minima fallen mit den von Brückner angegebenen Zeiten gut zusammen.

---

[1]) Sitsungsber. d. Akad. d. Wiss. zu Wien. Mathem.-naturw. Klasse. 1880. **81.** Abt. II. p. 57 u. ff.

[2]) Wild's Repertorium d. Meteorologie. **12.**

Klar und bestimmt tritt diese Schwankung in keiner Kurve hervor.

Da durch 35gliedrige Gruppenmittelbildung jedoch die meisten Unregelmässigkeiten in den Kurven der ausgeglichenen Lustrenmittel und der Elfjahrmittelkurve verschwinden, kann die Existenz der 35jährigen Kurve vorhanden sein, hat aber eine viel kleinere Amplitude, als Brückner angiebt.

Die 110jährige Periode kann ebenfalls bestehen. Da jedoch durch vielgliedrige Gruppen für Paris noch keine konstanten Mittel erzielt werden konnten, dieselben vielmehr in eine aufsteigende Gerade sich ordnen, so müsste ausser derselben noch irgend eine andere Schwankung angenommen werden.«

Der Staubfall am 25. und 26. Februar 1896. Das Hauptgebiet dieses zugleich mit Schneefall eingetretenen Staubfalles war die Umgebung des Plattensees, und waren nach den eingelaufenen Nachrichten Szeged und Nyitra die östlichen, Križovacund Belovár in Kroatien die südlichsten Punkte, an denen der Staub gefallen ist, sonst wurde fast im ganzen westlichen Ungarn der Staubfall festgestellt[1]); ausser Ungarn wurden noch Orte in Steiermark (Luttenberg, Friedau u. s. w.), dann in Niederösterreich (Wien, Wr.-Neustadt, Gumpoldskirchen u. s. w.) und als nördlichster Punkt Troppau als Fallorte des Staubes angeführt.

Über die Beschaffenheit des Staubes oder, wie oft gesagt wird, Sandes wird sehr verschiedenes mitgeteilt, in vielen Fällen wohl auch ohne nähere Untersuchung.

C. v. John hat Proben dieses Staubes chemisch untersucht[2]) und fand eine grosse Übereinstimmung derselben, die wohl auf einen gemeinsamen Ursprung deutet. Auffallend ist die Abnahme der Kieselsäure, je nördlicher der Fallort des Staubes sich befindet. Dies dürfte sich wohl ungezwungen dadurch erklären lassen, dass die kompaktern Quarzkörner des Staubes leichter zu Boden fallen, als die feinen, thonigen Teile, und die zuerst gefallenen Staubmengen daher reicher an Kieselsäure, resp. Quarzkörnern sind, als die später gefallenen. Umgekehrt ist es mit dem Kohlenstoffgehalte. Derselbe ist in Form von leichten, organischen Verbindungen und kohliger Substanz vorhanden, die sich nur sehr schwer zu Boden setzen werden, überdies kann wohl auch eine Bereicherung an diesen Stoffen durch Rauch, resp. feine kohlige Partikelchen beim Hinwegführen des Staubes über bewohnte Orte sehr leicht stattfinden.

Ein vermuteter Zusammenhang des Staubes mit Nilschlamm lässt sich nicht erweisen. Das Vorhandensein von kleinen Augitstückchen deutet darauf hin, dass vulkanische Gesteine wenigstens

[1]) Staubfall am 25.—26. Februar 1896. Meteorol. Zeitung 1896. Heft 3. p. 105.
[2]) Verhandl. d. k. k. geolog. Reichsanstalt 1896. Nr. 9. p. 259 u. ff.

indirekt einen Bestandteil des niedergefallenen Staubes bilden. Auch das Fehlen von Feldspat spricht nicht dagegen, denn die vorhandene, thonige Substanz kann ja sehr leicht von zersetztem Feldspat herrühren, der Pustenstaub enthält neben Quarzkörnern häufig, besonders in manchen Gegenden, zerriebene und abgeschwemmte Teile von Trachyten und Andesiten, die natürlich der Zersetzung stark ausgesetzt sind, so dass der Feldspat in kaolinartige, thonige Produkte zersetzt werden muss. Man kann also beiläufig folgendes sagen: Die in Ungarn und Niederösterreich zugleich mit Schnee gefallenen Staube sind gewiss kein Saharawüstensand. Sie bestehen höchst wahrscheinlich aus den feinern, leichter durch Wind fortzuführenden Teilen der in Serbien und besonders in Südungarn aufgewirbelten Staubmassen und enthalten vielleicht auch aus Egypten die feinsten, thonigen und organischen Teilchen des Nilschlammes beigemengt, die ihnen die bestimmte Farbe geben. In Südungarn selbst sind auch viele Sande und eisenreiche Staube aufgewirbelt worden, die aber nicht weit nach Norden vom Winde fortgeweht wurden, sondern in Südungarn selbst wieder niederfielen.

18. Winde und Stürme.

Der Thalwind des Oberengadin. Die merkwürdige Anomalie dieses Windes, der tagsüber thalabwärts statt thalaufwärts weht, wie es die Regel ist, wurde schon vor Jahren von R. Billwiller dadurch erklärt, dass die auf der Südseite der Alpen an Sommertagen erwärmten Luftmassen so stark gehoben werden, dass sie, die Schwelle des Malojapasses übersteigend, das Innthal abwärts fliessen, wo infolge der mittäglichen Auflockerung der Luftmassen der Luftdruck geringer wird als am Maloja. Billwiller konnte in der That aus den Terminbeobachtungen der beiden Stationen Sils und Bevers, die 17 *km* von einander entfernt sind, und wovon erstere dem Malojapass nahe und letztere weiter thalabwärts liegt, an warmen Sommertagen mittags eine beträchtliche Luftdruckdifferenz, nämlich im Mittel ca. 0.2 *mm*, einem Gradienten von 1.3 *mm* entsprechend, nachweisen. Das Oberengadin bildet mit seinem leichten Gefälle von ca. 5 per Mille die Fortsetzung der Bahn für den aufsteigenden Luftstrom im Bergell, das in seinem obern Teile im Gegensatze zum Innthale sehr steil ist. Es schien ihm aber sehr wünschenswert, den täglichen Gang des Luftdruckes am obern Ende des Innthales, d. h. am Malojapasse und weiter unten in dem vorher erwähnten Bevers, genauer zu ermitteln; denn abgesehen von der eben angeführten Untersuchung, die er nur auf drei tägliche Terminbeobachtungen stützen konnte, ist bis jetzt noch bei keinem Thalwinde der diesen veranlassende barometrische Gradient durch Beobachtungen nachgewiesen worden.

Mit Hilfe zweier grossen Richard'schen Aneroidbarographen, die, da es sich nur um Druckunterschiede handelte, durchaus brauchbare Daten lieferten, und von denen der eine in Maloja, der andere in Bevers aufgestellt wurde, und die vom 21. Juli bis 3. August 1895 funktionierten, wurde das erforderliche Beobachtungsmaterial beschafft[1]). Es ergab sich, dass in der That eine Tendenz zur Bildung eines barometrischen Gradienten während des Tages thalabwärts und nachts thalaufwärts besteht. Diese Tendenz macht sich auch an Tagen bemerkbar, die sich nicht durch ruhige und warme Witterung auszeichnen, und ist offenbar durch die topographischen Verhältnisse bedingt. Aus der weitern Diskussion leitet Billwiller ab, dass der mittlere Gradient zwischen Maloja und Bevers bei Tage doppelt so gross ist als der (umgekehrte) Gradient in der Nacht. Dies stimmt vollkommen mit der Erfahrung, wonach der Nachtwind im Engadin weit schwächer auftritt als der Tagwind. Schliesslich bemerkt er, dass der thalabwärts ziehende Tagwind des Oberengadin nicht zu erklären wäre, wenn nicht angenommen werden könnte, dass infolge der relativ stärkern Erwärmung der untern Luftschichten am Südfusse der Alpen, diese gegen Mittag über die Schwelle des Malojapasses gehoben werden, und dadurch eine Neigung der Flächen gleichen Druckes entsteht, welche den barometrischen Gradienten und damit den Thalwind erzeugt. Das von Hann für die Erklärung der Gebirgswinde hervorgehobene Moment erhält somit durh die vorliegende Untersuchung eine Stütze, und es wird durch dieselbe auch Billwiller's frühere Auffassung über die Entstehung des Engadiner Thalwindes begründet.

Die jährliche Periode der Stürme in Europa bildet den Gegenstand einer Untersuchung von Prof. Hellmann[2]). Da noch sehr wenig Anemographen in Thätigkeit sind, so mussten auch, in beschränktem Masse, Beobachtungsstationen ohne solchen zugezogen werden. Auch von der Wiedergabe der absoluten Zahl der Stürme wurde Abstand genommen, weil die Zahlen untereinander nicht vergleichbar sind; endlich wurde nur die Zahl der Sturmtage berücksichtigt, nicht die Dauer jedes Sturmes. Die nachstehende Tabelle enthält die Ergebnisse der numerischen Verarbeitung des gesamten Materiales durch Prof. Hellmann. Die mit (*) versehenen Stationen besitzen Anemometer.

Jährliche Periode der Stürme in Europa.
(Prozente der Jahressumme.)

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.
*San Fernando . . .	2	18	45	3	10	5	2	0	5	2	5	3
Palma de Mallorca . .	12	11	18	13	8	5	2	2	2	8	9	10
*Lissabon	14	13	14	6	3	2	8	5	4	8	8	15
*Coimbra	23	15	24	4	2	1	2	1	2	2	9	15

[1]) Meteorologische Zeitschrift. 1895. p. 441 u. ff.
[2]) Meteorologische Zeitschrift 1896. p. 129 u. ff.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.
*St. Martin de Hinx	8	16	18	12	7	4	1	0	3	10	7	14
*Montpellier	11	16	17	10	6	5	6	2	4	9	4	10
Fécamp	8	11	13	9	6	4	4	6	8	11	9	11
*Falmouth	17	15	12	7	2	2	1	2	3	10	14	15
*Valentia	21	15	9	3	4	2	2	3	4	12	13	12
*Kew	22	12	13	9	6	2	0	1	1	5	16	13
Sussex	17	12	8	3	4	2	2	6	6	14	11	15
*Liverpool	15	13	15	4	2	1	2	5	5	8	14	16
Vardö	14	13	12	7	5	4	1	3	7	10	11	13
Bodö	17	16	14	4	0	3	0	2	7	11	10	16
Brönö	18	16	13	4	2	2	1	2	4	12	12	14
Prestö	20	17	10	5	3	4	1	4	6	10	8	12
Christiansund	15	13	11	7	3	3	2	3	9	10	10	14
Aalesund	19	14	9	3	3	1	1	2	8	10	12	18
Florö	16	12	12	4	2	1	1	2	7	14	15	14
Bergen	19	13	9	5	2	3	2	3	5	10	14	15
Dovre	19	16	8	5	2	2	1	4	4	12	11	16
Skudesnes	15	12	7	3	3	2	3	3	5	15	14	18
Sandösund	15	9	5	3	3	2	3	3	7	16	16	18
Mandal	11	14	11	12	3	2	1	2	4	14	14	12
*Upsala	24	15	15	7	9	0	1	0	4	9	5	11
Skagen	16	6	10	4	6	2	3	4	6	21	11	11
Vestervik	13	15	10	8	3	3	1	4	3	15	4	21
Herning	5	13	8	4	6	3	2	5	8	17	15	14
Samsö	13	12	10	6	4	1	3	4	3	14	17	13
Kopenhagen	9	7	5	4	3	2	0	2	3	29	17	19
Hammerhus auf Bornholm	11	12	11	2	1	2	2	2	9	22	11	15
Libau	10	8	9	5	6	5	4	7	8	15	11	12
Windau	8	8	10	6	4	4	4	7	12	14	12	11
Reval	10	13	8	5	6	6	7	5	9	14	12	5
Hogland	10	12	8	4	2	4	6	4	8	14	13	15
*Helsingfors	14	10	8	3	2	3	2	3	6	18	10	21
St. Petersburg	7	13	8	0	0	10	10	8	8	13	10	13
Moskau	10	9	11	6	7	8	7	7	6	5	8	16
Warschau	12	17	17	4	3	8	4	3	2	8	15	7
Kiew	14	12	15	9	10	6	5	6	5	7	5	6
*Tiflis	15	12	19	23	3	4	3	4	3	3	3	8
*Bukarest	19	17	14	12	4	3	2	1	1	7	8	12
Vigevano bei Mailand	9	5	18	12	10	12	7	6	6	6	4	5
*Lesina	9	6	12	15	12	5	3	3	4	10	11	10
*Pola	14	9	13	9	8	3	3	4	6	11	9	11
*Wien	14	12	12	3	7	5	7	3	4	5	11	17
Arvaváralja	8	7	15	12	8	7	5	4	9	9	8	8
Bayreuth	9	10	16	8	9	7	6	5	7	7	7	9
*Berlin	18	9	19	7	6	6	0	6	0	9	7	13
*Magdeburg	23	11	10	1	4	6	0	4	1	19	8	13
*Memel	13	9	9	2	4	1	3	8	7	16	13	15
*Neufahrwasser	13	12	16	2	7	2	7	4	6	11	9	11
*Swinemünde	13	10	15	8	6	2	3	5	4	12	11	11
*Wustrow	12	10	14	5	4	4	5	6	5	13	9	13
*Kiel	12	11	15	7	7	5	5	7	3	8	9	11
*Hamburg	12	10	12	5	5	2	5	7	5	13	11	13
*Keitum	11	9	12	5	6	4	4	5	5	12	12	15
*Die Niederlande	12	8	15	4	6	3	3	9	5	15	10	10
*Brüssel	14	13	17	7	1	3	3	2	7	8	11	14

Die Ergebnisse aus dieser Tabelle fasst der Verf. wie folgt zusammen:

»Im äussersten Südwesten Europas (Atlantischer Ozean an der Enge von Gibraltar, westlichstes Mittelmeerbecken) ist der März der sturmreichste Monat. Am ausgeprägtesten zeigt sich dies in San Fernando bei Cádiz, wo auf den März 45 % aller Stürme entfallen.

Weiter nordwärts an den Küsten des Atlantischen Ozeanes tritt das Maximum im März allmählich zurück und macht einem ebenso entschiedenen Januar-Maximum Platz. Die atlantische Küste Frankreichs, Grossbritanniens und Norwegens, von Bergen bis hinauf nach Vardö, gehören diesem Gebiete der Winterstürme an. Auch die mehr landeinwärts gelegenen Orte Dovre und Upsala zeigen noch das gleiche Verhalten.

Die Stationen des südlichen Norwegens (Skudesnes, Sandösund und Mandal), bei denen die Oktoberwerte eine wesentliche Steigerung erfahren haben, deuten den Übergang an zu dem Gebiete ausgeprägter Herbststürme, welches sich vom Skagerak über den mittlern Teil der südlichen Ostsee bis nach der Küste Kurlands erstreckt. Von der deutschen Küste gehört nur Memel in diese Gruppe. Auch Reval hat noch ein Oktober-Maximum, weist aber mit dem fast ebenso grossen Februarwerte schon auf das Regime im Finnischen Meerbusen (Helsingfors, Hogland, Petersburg) hin, wo die Oktoberstürme zwar auch noch häufig sind, die des Dezember aber prävalieren.

Im Gegensatze zu Memel mit seinen vorherrschenden Oktoberstürmen hat die übrige deutsche Ostseeküste von Neufahrwasser bis Kiel die meisten Stürme im März; doch stehen die Januar- und Oktoberwerte hinter dem Maximalwerte nur wenig zurück. In Hamburg fällt das Maximum bereits auf die Monate Oktober und Dezember, in Keitum nur auf Dezember. Dagegen haben die Niederlande vorwiegend März- und Oktoberstürme. Es herrscht also auf relativ kleinem Gebiete eine grosse Verschiedenheit in der jährlichen Periode der Stürme vor, an deren Realität wohl kein Zweifel sein kann, weil für die deutschen Küstenstationen gleichzeitige 16jährige Beobachtungsreihen verwertet werden konnten.

Da die binnenländischen Stationen Magdeburg, Berlin, Bayreuth, Arvaváralja, Warschau und Wien wenig Übereinstimmung zeigen, lässt sich für ganz Zentraleuropa eine jährliche Periode der Stürme nicht angeben. Es mangelt, wie gesagt, an Beobachtungsmaterial. Es scheint aber auch, als ob hier lokale Einflüsse eine grosse Rolle spielen. An der Mehrzahl der genannten Orte ist der März der sturmreichste Monat, nächst dem der Januar und der Dezember.

Das Januarmaximum zu Pola, dem der Märzwert kaum nachsteht, wird durch die Bora veranlasst, und das verspätete Maximum von Lesina rührt nach Hann's Ermittelungen von den im April häufig wehenden stürmischen ESE-Winden her. Über die jahreszeitliche Verteilung der Stürme im östlichen Mittelmeerbecken wissen

wir gar nichts; doch deuten die Untersuchungen Srsesnewskij's darauf hin, dass auch im Schwarzen Meere die Monate März, Oktober und Dezember Scheitelpunkte in der Häufigkeitskurve der Stürme bilden.

Der Eintrittszeit des Minimums der Sturmhäufigkeit in den von uns besprochenen Gebieten verschiedener jährlicher Periode ist nicht besonders Erwähnung geschehen, weil dasselbe fast überall auf den Sommer fällt. Bald ist es der Juni, bald der Juli, bald der August, an einzelnen Orten auch schon der Mai, welcher die wenigsten (häufig sogar keine) Stürme aufzuweisen hat. Will man das ganze Jahr in eine sturmreiche und in eine arme Sturmhälfte zerlegen, so muss man als Grenzen die Monate März und Oktober wählen. Selbst in dem Gebiete vorherrschender Winterstürme fällt die Kurve im April schnell ab und steigt im Oktober wieder rasch an. Die stürmische Periode der kalten Jahreshälfte wird also durch die Äquinoktien begrenzt.

Die jährliche Periode der Stürme auf ihre Ursachen zurückführen zu wollen, wäre bei dem jetzigen Stande der Frage verfrüht. Es muss zu dem Ende noch viel mehr thatsächliches Material beigebracht und vor allem müssen mehr Einzeluntersuchungen über die jahreszeitlichen Änderungen in der Richtung der Stürme ausgeführt werden. Alsdann wird der Zusammenhang zwischen diesen Erscheinungen und den Zugstrassen der barometrischen Minima klarer vor Augen treten.

Zum Schlusse tritt Prof. Hellmann noch einer irrigen Ansicht entgegen, der man manchmal begegnet. Man hört nämlich bisweilen die Meinung aussprechen, dass unsere Stürme nur Reste der westindischen Orkane sind. »Es kommt wohl vereinzelt vor, dass ein Hurrican bis nach Europa in abgeschwächtem Masse sich fortsetzt, aber das sind doch sehr seltene Ausnahmen. Für die Selbständigkeit beider Erscheinungen spricht zur Genüge ihre verschiedene jährliche Periode. Die westindischen Orkane sind ausgesprochene Sommerphänomene, die das Maximum ihrer Häufigkeit dann erreichen, wenn die Stürme in Europa am seltensten sind.«

Die monatliche Verteilung der Sturmtage ist von Prof. Hellmann besprochen worden gelegentlich einer Untersuchung über die Windgeschwindigkeit in Berlin [1]. »Definieren wir«, sagt er, »als Sturmtag einen solchen, an dem die Windgeschwindigkeit während einer oder mehrerer Stunden mindestens 16.0 *m* p. s. beträgt, so gab es im Jahrzehnt 1884 — 1893 zu Berlin deren 56, im Durchschnitte also 5 bis 6 jährlich. Die Zahl derartiger Sturmstunden belief sich auf 201, so dass also ein Sturm durchschnittlich drei und eine halbe Stunde dauerte.

[1]) Berliner Zweigverein der Deutschen Meteorolog. Gesellschaft. 12. Vereinsjahr. Berlin 1895. Meteorolog. Zeitschrift 1895. p. 432.

Die Verteilung auf die einzelnen Monate ist folgende:

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.
Sturmtage	10	5	10	4	3	3	0	3	0	5	4	7
Sturmstunden	34	29	38	20	5	7	0	4	0	28	19	17

Danach waren März und Januar die stürmischsten Monate. Welchem von beiden das Vorrecht in dieser Beziehung zukommen wird, dürfte erst nach Verlauf einer längern Beobachtungsperiode zu entscheiden möglich sein.

Im ganzen stimmt aber diese jährliche Periode mit der für die deutschen Küsten ermittelten überein. Bödige fand[1]) aus den Sturmnotierungen, die im Dezennium 1878/1887 an den Signalstationen der Deutschen Seewarte gemacht worden sind, für die einzelnen Monate folgende Summen:

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.
Ganze Küste	24	18	24	2	3	4	4	13	9	27	18	27
Nordsee u. westl. Ostsee	8	4	20	4	8	3	2	6	2	5	7	9
Ganze Ostsee	7	8	7	3	5	4	3	1	2	12	11	8

Auffällig ist in Berlin das rasche Anwachsen der Sturmstunden im Oktober, das in Magdeburg nach Ausweis der anemometrischen Aufzeichnungen der dortigen Wetterwarte (1882 bis 1893) noch viel stärker hervortritt. Verf. legt auf die Konstatierung dieser Thatsache besonderes Gewicht, weil man vor einigen Jahren in einem ähnlichen Falle den Zahlen eine schiefe Deutung gegeben und die Äquinoktialstürme so zu sagen hat ableugnen wollen[2]).

So viel scheint aus den bisherigen Beobachtungen mit Sicherheit hervorzugehen, dass bei uns der März (also die Zeit um das Frühjahrs-Äquinoktium) besonders stürmisch ist, und dass bald nach dem Herbst-Äquinoktium die stürmische Periode der kalten Jahreszeit beginnt. So verhält es sich auch in andern Teilen Europas. Wenn das Volk von Äquinoktialstürmen spricht, so meint es natürlich nicht, dass gerade am 21. März und am 21. September besonders oft Stürme eintreten müssen. Wer die Volksweisheit und hier speziell die Wetterweisheit des Volkes nur einigermassen zu deuten versteht, weiss sehr wohl, dass in dem Glauben an die Äquinoktialstürme nur die Thatsache zum Ausdrucke kommen soll, dass es um die Zeit der Tag- und Nachtgleichen oft stürmisches Wetter giebt».

Cyklonale Luftbewegung über einer Anticyklone wurde im Juni 1895 von Helm Clayton am Blue Hill-Observatorium beobachtet[3]). Die Anticyklone passierte nahezu zentral über dem Blue Hill-Observatorium. Als sich dieselbe von NW her näherte, zogen die Cirruswolken am 8. Juni SSE. Als die Linie höchsten Druckes am 9. das Observatorium passierte, drehte sich der Zug der Cirruswolken

[1]) Annal. d. Hydrogr. u. marit. Meteorologie 1891. p. 118.
[2]) Annal. d. Hydrogr. u. marit. Meteorologie 1887. p. 245.
[3]) Nature 52. p. 243. Meteorologische Zeitschrift 1895. p. 424.

nach NE, in welcher Richtung derselbe auch am 10. und 11. passierte. Die Änderung korrespondierte fast genau jener, welche eintritt, wenn eine Furche niedrigen Druckes (an der Erdoberfläche) von NW her Blue Hill passiert. Am 12. drehte sich der Zug der Cirruswolken nach S und am 13. nach W bei Annäherung einer Cyklone aus dieser Richtung.

Der Beobachter bemerkt, dass aus diesen Wahrnehmungen zu schliessen sei, dass eine Area niedrigen Druckes über den Anticyklonen existiere, was im Widerspruche stehe mit den von Hann hervorgehobenen Beobachtungen auf Berggipfeln, welche zu Gunsten einer dynamischen Entstehung der Anticyklonen zu sprechen scheinen. Hann bemerkt dagegen, er könne solchen Widerspruch nicht finden, denn man müsse ja in der Höhe einen Zufluss gegen das Gebiet der Anticyklone voraussetzen, da letztere ohne einen solchen überhaupt schwer zu denken ist. »Wenn die Luft im Gebiete einer Anticyklone herabsinkt und sich dabei dynamisch erwärmt, so dass in vielen Fällen bis zur Höhe von etwa 4—5000 *m* mindestens der Luftkörper derselben wärmer zu sein scheint, als jener im Gebiete einer Cyklone, so muss in einer grössern Höhe doch ein Zufluss von Luft gegen die Anticyklone stattfinden, und dass dies in der Höhe der Cirruswolken geschieht, also sagen wir in 7—9 *km* Höhe, dem widersprechen doch nicht im geringsten die aufgezeigten meteorologischen Verhältnisse auf den hohen Berggipfeln im Gebiete einer Anticyklone. Gerade die meteorologischen Verhältnisse im Gebiete der Anticyklone des Sommers sind der rein dynamischen Erklärung derselben sehr günstig, weil es dann am schwierigsten ist, den hohen Druck durch die thermischen Verhältnisse, und die niedrige Temperatur des Luftkörpers derselben zu erklären. Die Gebiete der Anticyklone sind ja im Sommer vorzugsweise Gebiete relativ hoher Temperatur gegenüber der Umgebung, und nicht bloss an der Erdoberfläche, sondern auch jedenfalls bis zu Höhen von 2—3 *km*, wie die Beobachtungen auf den Berggipfeln zeigen.

Die Höhe, bis zu welcher die anticyklonale Luftdruckverteilung und Luftzirkulation hinaufreicht, ist wohl von Fall zu Fall recht verschieden, und es werden gewiss auch Fälle, wenngleich selten, wie es scheint, vorkommen, wo schon in Sonnblickhöhe (3 *km*) die Druckverteilung nicht mehr anticyklonisch ist. Keinesfall aber«, schliesst Prof. Hann, »sprechen die oben mitgeteilten Beobachtungen für einen rein thermischen Ursprung der Anticyklonen und Cyklonen, viel natürlicher kann man aus ihnen den entgegengesetzten Schluss ziehen.«

19. Elektrische Erscheinungen.

Die tägliche und jährliche Periode der Gewitter auf dem Ozeane untersuchte W. Meinardus[1]). Die bisherigen Anschauungen

[1]) Annalen der Hydographie 1896. Gaea 1876. p. 277.



Hagelwolke vom 27. A

Ed. H. Mayers V



ɔril um $5^{h.} 50^{m.}$ Abends.

·rlag, Leipzig.

über den täglichen und jährlichen Gang der Gewitterhäufigkeit auf dem Meere stützen sich zum Teile auf die Donnerbeobachtungen an Küstenstationen, zum Teile auf maritime Beobachtungen von elektrischen Erscheinungen überhaupt, wobei nicht zwischen Donner und Wetterleuchten unterschieden ist, sondern alle Blitzbeobachtungen als Gewitter in Rechnung gestellt sind. Da man sich nun aber dahin geeinigt hat, den Donner (nicht auch das geräuschlose Blitzen) als Charakteristikum einer Gewitterbeobachtung anzusehen, so ist also unsere Kenntnis von der wirklichen Gewitterperiode auf dem Ozeane noch sehr beschränkt. Um sie zu erweitern, ist es dringend erforderlich, bei einer Bearbeitung maritimen Beobachtungsmateriales hinfort die Beobachtungen von Donner und Wetterleuchten zu trennen und jene allein zur Grundlage der Gewitterforschung zu machen. Nur wenn die tägliche und jährliche Periode der Donnerbeobachtungen allein bestimmt ist, kann man sie mit der Periode an festländischen Stationen vergleichen.

Weil die Sichtbarkeit der Blitze in einem umgekehrten Verhältnisse zur Stärke des diffusen Himmelslichtes steht, also zu einer Grösse, die vor allem von der Tages- und Jahreszeit, ausserdem noch von der geographischen Breite der Beobachtungsorte abhängt, so wird unter allen Umständen in der täglichen und jährlichen Periode der elektrischen Erscheinungen überhaupt, die oft fälschlich als Gewitterperiode ausgegeben wird, sich die Neigung zu einem nächtlichen und winterlichen Maximum bemerkbar machen wollen, so dass der wahre Gang der Periode verschleiert wird. Die Periode der Empfindlichkeit der Netzhaut des Beobachters mit ihrem nächtlichen Maximum wird der wahren Periode der elektrischen Erscheinungen superponiert. Eine derartige fälschende Beeinflussung durch die Disposition eines Sinnesorganes braucht dagegen bei der Bestimmung der Periode des Donners nicht befürchtet zu werden, am allerwenigsten auf dem Meere, weil hier der Beobachter auch während der Nachtzeit mit voller Aufmerksamkeit auf seinem Posten steht, während dem Beobachter auf dem Lande während der Nachtruhe gewiss nicht alle Donner zu Gehör kommen.

Diese Erwägungen bestimmten den Verf., bei einer Bearbeitung der klimatischen Verhältnisse des nordöstlichen Teiles des Indischen Ozeanes die Donnerbeobachtungen für sich zu behandeln und deren tägliche und jährliche Periode für diesen Meeresteil zu bestimmen.

Der Untersuchung wurde nur Beobachtungsmaterial aus den zuverlässigsten Segelschiff-Journalen zu Grunde gelegt. Die Beobachtungszeit umfasst die Jahre 1885 bis 1890. Die räumlichen Grenzen des Beobachtungsgebietes sind im Süden durch den 10. Grad südlicher Breite, im Westen etwa durch den 86. Grad östlicher Länge, im übrigen durch die Küsten der hinterindischen Halbinsel und Sumatras bezeichnet. Wegen der ungünstigen Verteilung der dortigen Schiffsfrequenz über das Jahr musste die Bearbeitung der klimatischen Elemente auf die Monate November bis Juni eingeschränkt werden.

Die Beobachtungen von Juli und August wurden zu einem Mittel vereinigt. Im ganzen haben sich in dem oben genannten Zeitraume etwa 33000 Beobachtungssätze als brauchbar erwiesen. Die Zahl der Beobachtungen ist am grössten im Januar und März.

Tabelle I. **Tägliche Periode der Gewitterhäufigkeit.**
(Prozente der Gesamtzahl von Donnerbeobachtungen.)

	12 Uhr vorm. bis 4 Uhr vorm.	4 Uhr vorm. bis 8 Uhr vorm.	8 Uhr vorm. bis 12 Uhr nachm.	12 Uhr nachm. bis 4 Uhr nachm.	4 Uhr nachm. bis 8 Uhr nachm.	8 Uhr nachm. bis 12 Uhr vorm.	Gesamtzahl
November bis Juni							
86 bis 92° östl. Länge							
16 bis 4° nördl. Br.	18.6	19.7	11.2*	13.8	17.5	19.2	188
4° nördl. Br. bis 10° südl. Br.	24.9	12.8	8.2*	10.8	17.9	25.4	414
16° nördl. Br. bis 10° südl. Br.	22.9	15.0	9.1*	11.8	17.8	23.4	602
Östl. v. 92° 16° nördl. Br. bis 10° südl. Br. . . .	21.4	16.6	14.9*	15.1	14.5*	17.5	363
86 bis 96° östl. Länge							
16 bis 4° nördl. Br.	20.7	17.1	13.1*	14.0	16.4	18.7	420
4° nördl. Br. bis 10° südl. Br.	23.9	14.0	10.1*	12.1	16.4	23.5	566
November bis März							
85 bis 96° östl. Länge							
16 bis 4° nördl. Br.	22.0	18.3	8.5*	12.5	16.7	22.0	164
4° nördl. Br. bis 10° südl. Br.	25.3	14.8	8.9*	10.8	16.5	23.7	371
April bis Juni							
86 bis 96° östl. Länge							
16 bis 4° nördl. Br.	19.9	16.4	16.0	14.9*	16.4	16.4	256
4° nördl. Br. bis 10° südl. Br.	21.0	12.3	12.3*	14.9	16.5	23.0	195
86 bis 96° östl. L. 16° nördl. Br. bis 10° südl. Br. .	22.5	15.3	11.4	13.0	16.4	21.4	986
Leuchttürme in NW-Schottland	22.1	15.1	12.9	12.2*	16.6	21.1	(773)

Zur See werden täglich sechsmal (in vierstündigen Zwischenräumen, nach jeder »Wache«) Bestimmungen der meteorologischen Elemente vorgenommen und ihre Werte in die betreffenden Spalten der Journale eingetragen. Nur unter der Rubrik »Wetter« pflegt nicht der zur Zeit des Beobachtungstermines beobachtete Wetterzustand vermerkt zu werden, sondern der Witterungscharakter des verflossenen vierstündigen Zeitraumes. Die in der letzten Spalte der Tabelle I mitgeteilte Zahl der Donnerbeobachtungen bezeichnet demnach die Zahl der Wachen mit Donner, nicht die der Termine. Man darf wohl ohne Bedenken annehmen, dass diese Zahlen nicht bloss die tägliche Periode des Donners, sondern auch die der Gewitter für die betreffenden Gebietsteile darstellen. Die absolute Zahl der Wachen mit Donner wird im allgemeinen grösser sein als die Zahl der Wachen mit Gewitter, da es sich ereignen kann, dass ein und dasselbe Gewitter in zwei Wachen fällt, also zwei Wachen mit Donner schafft. Aber weil dieser Fall für alle Tageszeiten mit gleicher Wahrscheinlichkeit eintreten dürfte, so sind die relativen

(prozentischen) Zahlen für Donner und Gewitter wohl als gleich anzusehen. Der 92. Grad östlicher Länge hat in dem Beobachtungsgebiete eine gewisse Bedeutung, er teilt die Beobachtungen in solche, die weit vom Lande entfernt sind, und solche, die den Andamanen, Nikobaren und der Insel Sumatra näher liegen und davon nicht ganz unbeeinflusst bleiben können. Die Zahl der Beobachtungen ist im grossen und ganzen von November bis März westlich, von April bis Juni und später östlich von jenem Meridian grösser. Die drei ersten Reihen der Tabelle I, besonders die zweite, prägen demnach den ozeanischen Typus der Gewitterperiode am reinsten aus, die spätern zeigen diesen Typus abgeschwächter. Die vorletzte Reihe giebt das Mittel für das ganze Beobachtungsgebiet. Überall zeigt sich ein mitternächtliches Maximum.

Um einen Vergleich dieser Gewitterbeobachtungen mit denen im Nordwesten Schottlands, die Buchan mitgeteilt hat[1]), zu ermöglichen, war eine Reduktion der letztern auf die sechs Beobachtungswachen erforderlich. Auf den Leuchttürmen vor der schottischen Küste wurden täglich achtmal einstündige Beobachtungen über Donner gemacht (von 1 bis 2 Uhr, 4 bis 5 Uhr, 7 bis 8 Uhr u. s. w.). Durch Interpolation kann die Zahl der Donner aus den direkt beobachteten auch für die übrigen Stunden des Tages leicht näherungsweise gefunden werden. Zieht man dann je vier aufeinander folgende Zahlen zusammen, so erhält man die Zahl der Donner in den Stunden 12 bis 4 Uhr, 4 bis 8 Uhr, 8 bis 12 Uhr vormittags und nachmittags. Diese endlich noch in Prozente umgerechneten Werte sind in der letzten Reihe der Tabelle I aufgeführt. Die Übereinstimmung dieser Reihe mit den darüber stehenden ist so überraschend gross, dass man ohne weiteres den Schluss daraus ziehen kann, dass im Bengalischen Meerbusen und im Nordwesten von Schottland ein und dieselbe Ursache die Gestalt der täglichen Gewitterperiode bestimmt.

Tabelle II. **Jährliche Periode der Gewitterhäufigkeit.**

(Tage mit Donner in Prozenten der Beobachtungstage.)

	Januar	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	August	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.
86 bis 96° östl. L.												
15 bis 10° nördl. Br.	1	1	3	9	38	2	4 (Juli und August)				—	5
10 bis 5° nördl. Br.	5	10	16	19	23	2	4 (Juli und August)		keine		—	2
5 bis 0° nördl. Br.	6	20	28	23	15	9	7 (Juli und August)		Beobach-		4	3
0 bis 5° südl. Br.	3	7	12	12	8	9	14 (Juli und August)		tungen		7	2
5 bis 10° südl. Br.	6	12	6	8	7	0	8 (Juli und August)				5	0
100 bis 120° östl. L.												
8 bis 12° südl. Br.	19	13	15	6	8	13	4	4	4	0	2	5
12 bis 20° südl. Br.	5	2	6	4	2	0	0	0	0	0	0	0
20 bis 30° südl. Br.	in keinem Monate Gewitter											

1) Abgedruckt in Sprung: »Lehrbuch der Meteorologie«. p. 359.

»Ehe wir«, fährt Verf. fort, »an dieses interessante Ergebnis einige Bemerkungen knüpfen, werfen wir einen Blick auf die jährliche Periode der Gewitter im nordöstlichen Teile des Indischen Ozeanes. Tabelle II giebt die prozentuale Häufigkeit der Tage mit Donner, die darauf folgende Tabelle giebt die Zahl der Beobachtungstage, gestattet also ein Urteil über die relative Sicherheit der Häufigkeitszahlen.«

Wie Verf. bereits früher eingehender dargelegt hat, breitet sich in dem fraglichen Gebiete eine Neigung zu Gewittern von Februar bis Mai vom Äquator nordwärts aus. »Dieses Vorschieben einer Gewitterzone nach Norden fällt zusammen mit der Nordwärtsbewegung der wolken- und niederschlagreichen, relativ kühlen äquatorialen Luftdruckfurche, welche einerseits das Ziel des Nordostmonsuns der Bai von Bengalen, anderseits das des Südostpassats des südlichen Indischen Ozeanes ist. Die Luftdruckfurche rückt gegen ein trockenes, hochgradig erwärmtes Gebiet hohen Luftdruckes, welches in den Frühjahrsmonaten über der Bai von Bengalen lagert, langsam vor. Da aber der Luftdruck hier beständig abnimmt, so wird der Druckunterschied zwischen dem erwähnten Maximum und der Luftdruckfurche immer geringer; um Mitte Mai, wenn er verschwindet, breitet sich der Witterungscharakter, der für die Luftdruckfurche eigentümlich ist: Wolken- und Regenreichtum, kühle Temperatur, plötzlich nach Norden sehr schnell aus, eine Erscheinung, die als Ausbruch des Monsuns in Indien und auf der Bai bekannt ist und die heisse trockene Jahreszeit beendet. An der nördlichen Grenze der Luftdruckfurche, wo sich die warmen trockenen Nordostmonsunwinde mit den feuchten von Süden vordringenden Luftmengen mischen, finden zahlreiche Gewitter statt. Sie sind auch die charakteristische Witterungsform des Monsunausbruches. Für jeden Ort zwischen Äquator und Ganges-Mündung spielt sich in der ersten Jahreshälfte derselbe Witterungsverlauf ab, dessen einzelne Phasen aber im Süden eher eintreten als im Norden: zuerst Trockenheit, zunehmende Temperatur, Abflauen der nordöstlichen Winde, dann Gewitter und schliesslich Wolken- und Regenreichtum, kühle Temperatur, kräftige Luftbewegung (Südwestmonsun).

Die oben geschilderte Nordwärtsbewegung der Luftdruckfurche mit der Gewitterzone an ihrer nördlichen Grenze hat einige Ähnlichkeit mit dem Fortschreiten einer furchenartigen Teildepression und eines Gewitterbandes an einem Sommertage in unsern mitteleuropäischen Gegenden. Während aber hier in der Regel die Richtung der Bewegung westöstlich ist, ist sie dort südnördlich, in beiden Fällen wird durch das Gewitter ein vollständiger Witterungsumschlag bewirkt: sehr warmes, relativ trocknes, nahezu windstilles Wetter vor dem Gewitter, Wolken, Regen, Abkühlung, kräftige Luftbewegung mit und nach dem Gewitter. Während aber bei uns durch ein solches Gewitter nur vorübergehend eine Reihe von heissen Tagen zum Abschlusse gebracht wird, bedeutet in der Indischen Monsunregion der gewitterreiche Ausbruch des Monsuns den Übergang von einer Jahreszeit zur andern. Überhaupt darf man den Vergleich nicht zu weit treiben, es ist nur eine Ähnlichkeit, keine Gleichheit zwischen beiden Vorgängen vorhanden. Verschieden sind vor allem noch folgende Verhältnisse: ein Gewitterband unserer Gegenden ist als ein Individuum zu betrachten, dessen Identität man durch den Verlauf der Isobronten nachweisen kann. In der äquatorialen Zone des Indischen Ozeanes und der Bai von Bengalen handelt es sich dagegen nicht um ein einziges Gewitter, welches sich etwa von Februar bis Anfang Juni vom Äquator bis zur Ganges-Mündung hinzieht, sondern um zahlreiche Gewitter, die sich an der nördlichen Begrenzung der erwähnten Luftdruckfurche bilden, möglicherweise sich von West nach Ost fortpflanzen und dann wieder verschwinden, während schon

neue, vielleicht etwas nördlicher, entstanden sind. Das Individuum ist hier nicht ein Gewitterband, sondern eine Zone mit Neigung zu Gewittern, und seine Identität lässt sich durch »Isobronten«, besser Isozonen nachweisen, die nicht für ganze oder halbe Stunden, sondern für ganze oder halbe Monate gezogen sind. In der Geschwindigkeit des Fortschreitens des Phänomens hier und dort liegt ein weiterer Unterschied. Ein Gewitter, welches sich in 12 Stunden vom Rheine nach der russischen Grenze fortpflanzt, legt etwa 15 *m* in der Sekunde zurück. Der Ausbruch des Monsuns findet auf Ceylon (8° nördl. Br.) um Mitte Mai, in Kalkutta (23° nördl. Br.) um Anfang Juni statt. Das ergiebt als Fortpflanzungsgeschwindigkeit nur 1.2 *m* in der Sekunde.

Der für unsere weitere Betrachtung wesentlichste Unterschied liegt aber in der täglichen Periode der Gewitter hier und dort. Unsere Sommergewitter haben ein ausgesprochenes Nachmittagsmaximum, die Gewitter im nordöstlichen Teile des Indischen Ozeanes ein mitternächtliches, wie Tabelle I beweist. Die Ähnlichkeit in den Witterungsveränderungen, die ein sommerliches Gewitter bei uns und der von Gewittern begleiteten Monsunausbruch in der Bai von Bengalen bewirkt, möchte den Analogieschluss nahe legen, dass, wie unsere Sommergewitter, auch die Gewitter der Bai als »Wärmegewitter« zu bezeichnen sind. Aber durch die Verschiedenheiten zwischen beiden Erscheinungen, die wir betonten, scheint doch der Weg zu diesem Schlusse versperrt zu sein. Kurz zusammengefasst, sind die Thatsachen, die man beobachtet, folgende: Die atmosphärischen Verhältnisse sind einerseits vor, anderseits nach dem Gewitterphänomen in beiden Gegenden gleichartig disponiert; aber das Phänomen tritt in dem einen Falle als ein einfaches Gewitter, und zwar als ein »Wärmegewitter« am häufigsten nachmittags, im andern Falle als eine Reihe von Gewittern auf, die grösstenteils um Mitternacht zum Ausbruche kommen. Diese Thatsachen berechtigen zu dem Schlusse, dass zwar in beiden Gegenden ein und dieselbe Ursache die Bedingung für das Phänomen überhaupt abgiebt, dass aber ausserdem noch sekundäre Ursachen thätig sind, die jene primäre Ursache zu gewissen Tageszeiten unterstützen, zu andern schwächen. Diese Nebenursachen bestimmen die Stunde, in welcher das Phänomen eintreten soll. Die Verschiedenheit der täglichen Periode der Gewitter beider Gegenden deutet auf eine Verschiedenheit der Nebenursachen hin. Dass bei uns im Sommer die Gewitter des Nachmittags am häufigsten ausbrechen, wird auf die Insolation mit ihrem ausgeprägten Nachmittagsmaximum zurückgeführt. Aber die Insolation des Gewittertages ist nur die zeitbestimmende Nebenursache, die Hauptursache ist die für Gewitterbildung charakteristische allgemeine Wetterlage, welche vorhanden sein muss, wenn die Nebenursache sich wirksam erweisen soll. Diese Wetterlage ist durch eine ziemlich gleichförmige Luftdruckverteilung, hohe Temperatur, geringe relative Feuchtigkeit und Bewölkung ausgezeichnet. Welche Nebenursache bewirkt nun die Auslösung der durch dieselbe Wetterlage geschaffenen Gewitterdisposition in der Bai hauptsächlich zur Nachtzeit? Die Wetterlage ist dort dieselbe wie die eben geschilderte.

Wir sind schon vorher zu einem Resultate über die tägliche Periode der Gewitter in der Bai von Bengalen und im Nordwesten von Schottland gekommen, wir fanden, dass in beiden Gebieten ein und dieselbe Ursache die Gestalt der täglichen Gewitterperiode bestimmt, im Anschlusse an die letzten Auseinandersetzungen müssen wir jetzt sagen: ein und dieselbe Nebenursache, um so mehr, da die die Gewitterneigung schaffende Hauptursache in der Bai und vor Schottland sehr verschieden ist. Dort herrscht die oben geschilderte Wetterlage, Stagnation sehr warmer Luft in nahezu labilem Gleichgewichtszustande; ganz anders ist die Wetterlage, die in Schottland und an den nordwesteuropäischen Küsten überhaupt Gewitterdisposition schafft. Sie ist charakterisiert durch eine ausserordentlich stark differenzierte, cyklonale Luftdruckverteilung, daher starke horizontale und

vertikale Luftbewegung, relativ hohe Temperatur, grosse Feuchtigkeit und Bewölkung. Weil diese Wetterlage im Winter häufiger ist als im Sommer, zeigt die jährliche Periode der Gewitter in diesen Gebieten ein winterliches Maximum.

Welche Nebenursache ist nun wirksam, die bei dieser und jener Wetterlage den Ausbruch der Gewitter auf die Nachtzeit zu verlegen sucht? Die Insolation kann es offenbar nicht sein; sie hat ein Maximum um Mittag, ausserdem ist ihre Wirkung auf die Temperatur der Luft über dem Meere wegen der thermischen Trägheit des Wassers sehr klein, zumal wenn die Bewölkung gross ist. Die tägliche Schwankung der andern Elemente kann noch weniger zur Erklärung herangezogen werden. Grossmann scheint der erste gewesen zu sein, der das thermische Verhalten der obern Wolkenflächen für die in Rede stehende Erscheinung in Anspruch genommen hat. Wegen des höhern Strahlungskoeffizienten wird hier der Einfluss der Insolation und Ausstrahlung, also die tägliche Temperaturamplitude bedeutender als an der darunter liegenden beschatteten Meeresoberfläche, der vertikale Temperaturgradient zwischen Meeres- und Wolkenfläche hat ein mittägliches Minimum, ein mitternächtliches Maximum. Dies Verhalten wird im allgemeinen für den Zeitpunkt des Gewitterausbruches entscheidend werden, falls durch die Wetterlage eine Gewitterneigung geschaffen ist. Bei der einen für Gewitter günstigen Wetterlage wird die Wahrscheinlichkeit der Verstärkung und Auslösung eines labilen Gleichgewichtes der Atmosphäre, bei der andern die Wahrscheinlichkeit der Verstärkung der aufsteigenden Luftbewegung in der Cyklone um Mitternacht am grössten. Durch diese Annahme dürfte die grosse Ähnlichkeit der täglichen Gewitterperiode in der Bai von Bengalen und im Nordwesten von Schottland ihre einfachste Erklärung finden; eine Wolkendecke über einem hoch temperierten Meere scheint das einzige gleichartige Element in beiden Gegenden zur Zeit der Gewitterbildung zu sein, im übrigen finden wir nur Gegensätze.«

Über Elmsfeuer auf See hat H. Haltermann Untersuchungen angestellt[1]) auf Grund der Angaben in den 1884 und 1885 auf der Deutschen Seewarte in Hamburg eingelieferten Segelschiff-Tagebüchern. »Während der 77300 Tage Beobachtungszeit, welche die Segelschiff-Tagebücher der Jahre 1884 und 1885 in Summe enthalten, wurden nicht weniger als 164 einzelne Fälle von Elmsfeuern beobachtet; 87 mal ereignete es sich in nördlicher Breite und 77 mal in südlicher Breite. Auf 1000 Beobachtungstage oder eigentlich -nächte kommt durchschnittlich ein Fall des Elmsfeuers. Für verschiedene Meeresteile ist dieses Verhältnis jedoch ein sehr verschiedenes. Im Quadrate 3, welches zwischen Äquator und 10° n. Br. und 20° und 30° westl. L. liegt, wurden während 3974 Beobachtungstagen zwölf Fälle des Elmsfeuers beobachtet, es fallen dort also auf 1000 Tage etwa drei Erscheinungen des Elmsfeuers; dagegen trat es in den Quadraten 486 und 487, die den zwischen 50° und 60° südl. Br. und 60° bis 80° westl. L. liegenden Meeresteil umfassen, während 2052 Beobachtungstagen 13 mal auf. Hier kommen also auf 1000 Tage sechs Fälle des Elmsfeuers. Untersucht man die in den Tabellen für den Atlantischen Ozean angegebenen Elmsfeuer hinsichtlich ihrer räumlichen Verteilung, so zeigt sich zunächst deutlich der Einfluss,

[1]) Annalen der Hydrographie. 1896. p. 259 u. ff.

den das Fehlen des Stillengürtels in südlicher Breite ausübt. Die Tabelle giebt an, dass in dem zwischen Äquator und 10° nördl. Br. liegenden Meeresteile zwölfmal Elmsfeuer beobachtet wurde, während in entsprechender südl. Breite, wo meistens regelmässiger Passat herrscht, die Erscheinung kein einziges Mal gesehen wurde. Das Gebiet des Passats scheint, wenn er beständig weht, überall frei von Elmsfeuern wie auch von Gewittern zu sein. Günstiger für die Bildung des Elmsfeuers und unzweifelhaft auch für die der Gewitter erscheint bis zu einer gewissen Entfernung vom Äquator der Meeresteil, welcher polwärts von 30° Breite beginnt, und besonders gilt dies für die westliche Hälfte der Meere. Die hier herrschenden warmen Strömungen, die der Entstehung von Tiefdruckgebieten so günstig sind, scheinen dies hauptsächlich zu verursachen. Es sind dies indessen Verhältnisse, die nicht allein für den Atlantischen Ozean, sondern für die entsprechenden westlichen Teile aller Meere gelten. Unter dem Einflusse des Kuro Siwo, des Agulhasstromes wie der Brasilströmung werden alle Arten von elektrischen Erscheinungen verhältnismässig häufig auftreten. Und wo diese Strömungen sich noch kaum geltend machen, zeigen sich im subtropischen, westlichen Teile aller Meere, in den dort so häufig in der Nähe der polaren Passatgrenze vorkommenden rechtläufigen Rundläufen des Windes, Gewitter wie Elmsfeuer häufig. An den in den Tabellen des Atlantischen Ozeanes angegebenen Fällen von Elmsfeuern lässt sich der Einfluss dieser Verhältnisse lange nicht klar genug erkennen. Denn es ist zu bedenken, dass infolge der von den Schiffen eingehaltenen Wege für den Nordatlantischen Ozean die östliche, für den Südatlantischen Ozean die westliche Hälfte dieser Meere die bei weitem längere Beobachtungszeit liefert. Erst unter Berücksichtigung dieser Thatsache darf man das Vorkommen von 14 Erscheinungen des Elmsfeuers zwischen 30° und 40° nördl. Br. und westlich von 40° westl. L. gegen zehn Fälle des Elmsfeuers zwischen diesen Breitengraden und östlich von dieser Länge vergleichen. Im Südatlantischen Ozeane kommen auf elfmaliges Vorkommen des Elmsfeuers zwischen 30° und 40° südl. Br. und westlich von 40° westl. L. nur fünf Elmsfeuer, die sich in dem entsprechenden, östlich von diesem Meridiane gelegenen Breitenstriche ereigneten. In dem zwischen 30° südl. Br. und Äquator liegenden Teile des Südatlantischen Ozeanes wurde das Elmsfeuer nur ein einziges Mal beobachtet.

Die Ursachen, welche das Elmsfeuer erzeugen, scheinen nicht selten gleichzeitig über ziemlich weite Meeresstrecken vorhanden zu sein und für mehrere Tage anzuhalten. In den schon erwähnten synoptischen Karten des Nordatlantischen Ozeanes finden sich dafür mehrere Beispiele und desgleichen in den Tabellen. Am 10. März 1885 zeigten sich Elmsfeuer bei Schiff »Triton« in 1° nördl. Br. und 27° westl. L., wie bei »Johanna« in 2° nördl. Br. und 28° westl. L.; am 15. und 17. Dezember 1884 bei »Patagonia« in 33° nördl. Br. und 32° westl. L. wie bei »Emma Römer« in 33° nördl. Br. und

33° westl. L.; am 26. November 1884 bei »Hedwig« in 37° nördl. Br. und 73° westl. L. wie bei »Johann Kepler« in 40° nördl. Br. und 62° westl. L.; am 22. und 24. Mai 1884 bei »Pacific« in 58° südl. Br. und 67° westl. L. wie bei »Carl Both« in 58° südl. Br. und 67° westl. L. In den beiden letzten Fällen deutet der zur Zeit beobachtete niedrige Barometerstand auf ein Niederdruckgebiet hin, während »Patagonia« und »Emma Römer« sich zur Zeit in einem Hochdruckgebiete befanden.

Wenn zwischen den in manchen polwärts vom Passatgebiete gelegenen Meeresteilen im Winter weit häufiger als im Sommer im Bereiche von Tiefdruckgebieten auftretenden Gewittern, den Wirbelgewittern und jenen Gewittern, die zur Sommerzeit im Golfstrome, an tropischen von verhältnismässig warmen Seewinden getroffenen Küsten wie im Stillengürtel vorkommen, den Wärmegewittern, zu unterscheiden ist, so scheint dies in ganz ähnlicher Weise auch für die Elmsfeuer und ebenso in scharf ausgeprägter Weise für die Wasserhosen zu gelten. Auch jene könnte man in Wirbelelmsfeuer und Wärmeelmsfeuer einteilen. Denn das Elmsfeuer zeigt sich beim orkanartigen Sturme in stürmischen, das Ausschiessen des Windes begleitenden Böen wie während der leichten von Gewittern begleiteten Mallung des Stillengürtels. Entsprechend diesen Verhältnissen, und weil heftige Stürme in den mittlern und höhern Breiten aller Meere im Winter weit häufiger auftreten als im Sommer, sind Elmsfeuer in den ausserhalb der Tropen liegenden Meeresteilen im Sommer seltener als im Winter.

Ihr Zusammenhang mit Tiefdruckgebieten, der sie als Wirbelelmsfeuer kennzeichnet, geht daraus deutlich hervor. Die folgenden Tabellen zeigen, dass im Atlantischen Ozeane nördlich von 30° nördl. Br. von 61 Elmsfeuern 14 in den Monaten Mai bis Oktober und 47 während der Monate Oktober bis April vorkamen, wogegen südlich von 30° südl. Br. die entsprechenden entgegengesetzten Verhältnisse herrschten. Hier ereigneten sich von 39 Elmsfeuern 28 während der Zeit von Mai bis Oktober und 11 während der übrigen Monate des Jahres.

Nördlich von 30° nördl. Br. in 61 Fällen im

Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.
4	3	7	15	3	0	4	3	2	2	10	8
7%	5%	11%	25%	5%	0%	7%	5%	3%	3%	17%	12%

Südlich von 30° südl. Br. in 39 Fällen im

Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.
2	1	3	3	10	5	3	2	5	3	2	0
5%	3%	8%	8%	26%	13%	7%	5%	13%	7%	5%	0%

Die vorstehenden Angaben, nach der entsprechenden Jahreszeit für nördliche und südliche Breite zusammengestellt, ergeben:

Für Nordbreite	Jan.	7%	Febr.	5%	März	11%	April	25%	Mai	5%	Juni	0%
Für Südbreite	Juli	7%	Aug.	5%	Sept.	13%	Okt.	7%	Nov.	5%	Dez.	0%
Für Nordbreite	Juli	7%	Aug.	5%	Sept.	3%	Okt.	3%	Nov.	17%	Dez.	12%
Für Südbreite	Jan.	5%	Febr.	3%	März	8%	April	8%	Mai	26%	Juni	13%

Blitz oder Donner sind überall in solchem Grade die Begleiter des Elmsfeuers, dass unter den 164 angeführten Fällen sich nur 33 befinden, bei denen sich jene Erscheinungen nicht zeigten. Noch häufigere Begleiter des Elmsfeuers als diese elektrischen Erscheinungen sind aber Niederschläge. Es ist dieses in solchem Grade der Fall, dass unter den 164 Elmsfeuern nur sechs vorkommen, bei denen nicht über Niederschläge irgend welcher Art berichtet wird. Und von diesen wenigen Fällen erscheint es noch dazu nicht unwahrscheinlich, dass das Fehlen einer solchen Angabe nur auf Versehen des Beobachters zurückzuführen ist. Unter den Niederschlägen scheinen endlich der Bildung von Elmsfeuern die bei starkem Winde stattfindenden Schnee- und Hagelschauer besonders günstig zu sein. Wie am Lande eine stürmische Schneeböe nicht selten von einzelnen, dann so gefährlich wirkenden Blitz- und Donnerschlägen begleitet wird, so enthalten die betreffenden Tagebücher wiederholt Berichte über das Vorkommen von Elmsfeuern bei Schnee- und Hagelfall. Während in höhern Breiten die Gewitterbildung eine seltene ist, wird bei Schnee- und Hagelfällen, und zwar besonders bei erstern, wohl oft das Elmsfeuer, aber nur verhältnismässig selten Blitz oder Donner bemerkt. Es zeigt sich dies an den Tabellen in solchem Masse, dass unter den 136 Fällen, in denen das Elmsfeuer von Regen begleitet auftrat, sich nur 16 befinden, in denen nicht gleichzeitig Blitz oder Donner beobachtet wurde; unter 37 bei Hagelfall stattfindenden Elmsfeuern, 23 nicht von Blitz oder Donner begleitet waren; dagegen von den 14 sich in Schneeschauern zeigenden Elmsfeuern, 12 nicht in Begleitung von Blitz oder Donner auftraten. Und dabei ist noch zu bedenken, dass es an und für sich schwierig ist, das Elmsfeuer während eines Schneegestöbers zu erblicken, und manche darin vorkommen mögen, ohne vom wachthabenden Offiziere bemerkt zu werden. Im Quadrate 3 kommen nach den Tagebüchern der beiden betreffenden Jahre auf 1277 Blitzbeobachtungen zwölf Fälle des Elmsfeuers; das Verhältnis ist hier wie 100 zu 1. Dagegen ereigneten sich in den beiden das Kap Horn umgebenden Quadraten 486 und 487 nur

33 Fälle von Blitz gegen 13 von Elmsfeuern. Hier ist also das Verhältnis wie 100 zu 40.

Von 38 Elmsfeuern, die sich zwischen 30° nördl. Br. und 30° südl. Br. ereigneten, erfolgten:

Bei Gewitter und Regen	Nur bei Regen oder Schnee	Während einer Böe
27 Fälle = 71%	1 Fall = 3%	10 Fälle = 26%

Von 118 Elmsfeuern, die auf beiden Halbkugeln zwischen 30° und 60° Breite auftraten, geschahen:

Bei Gewitter und Regen	Nur bei Regen oder Schnee	Während einer Böe
50 Fälle = 42%	5 Fälle = 5%	63 Fälle = 53%

Was den Wind anbetrifft, so scheint dessen Stärke von keinem massgebenden Einflusse auf die Bildung des Elmsfeuers zu sein. Es finden sich in der Tabelle genügend Beispiele von seinem Auftreten bei orkanartigem Sturme, bei mässigem Winde wie bei leisem Zuge und selbst bei Windstille. Die mittlere Stärke des das Elmsfeuer begleitenden Windes war nördlich von 30° nördl. Br. gleich 6 und südlich von 30° südl. Br., gleich 6.5. Die Richtung des Windes war in 102 polwärts von 35° Breite liegenden Orten, an denen nach den Tabellen das Elmsfeuer beobachtet wurde, 60 mal eine äquatoriale, 21 mal eine polare, und in 21 Fällen wehte der Wind aus der West- oder Ostrichtung, oder es herrschte Stille und Mallung.

In 11 Fällen unter den erwähnten 164 zeigte sich das Elmsfeuer kurze Zeit vorher, ehe ein Ausschiessen des Windes stattfand; doch erfolgte dann mehrfach wieder ein späteres Krimpen des Windes. Das Ausschiessen des Windes wie das so bedeutende Vorwiegen von Winden aus äquatorialer Richtung vor der Zeit des Auftretens der polwärts von 35° Breite beobachteten Elmsfeuer deutet darauf hin, dass diese sich wahrscheinlich der Mehrzahl nach auf der vordern Seite von Tiefdruckgebieten ereigneten.

Der Luftdruck nahm, nachdem das Elmsfeuer erschienen war, in der Mehrzahl der Fälle ab. Denn unter den 164 Angaben befinden sich 105, in denen der Barometerstand von der dem Elmsfeuer zunächst vorgehenden bis zu der nächstfolgenden, in Zeitabschnitten von je vier Stunden angestellten Beobachtungen eine Abnahme, und zwar im Mittel — 1.8 *mm*, erfuhr. In 50 Fällen nahm er im gleichen Zeitabschnitte um durchschnittlich + 1.5 *mm* zu, und in neun Fällen veränderte sich der Barometerstand nicht. Man beobachtete es bei einem höchsten Barometerstande von 772.5 *mm* und auch bei einem niedrigsten von 722.5 *mm*.

Die Luftwärme verhielt sich während der Wachen, in welchen die Elmsfeuer sich ereigneten, meist unverändert. 77 mal sank sie um den mittlern Betrag von 1.6° C., 22 mal stieg sie um den Durchschnittswert von 1.3° C. und in 75 Fällen stellte sich weder eine Zu-, noch Abnahme ein. Wie weder ein hoher, noch ein niedriger Luftdruck notwendig zu sein scheint für die Entstehung des Elmsfeuers, so ist dem Anscheine nach auch eine grosse oder geringe Luftwärme nicht massgebend dafür. Die entsprechenden

Temperaturangaben bewegen sich in den Grenzen von + 28° C. bis — 1° C.

Das Einsetzen einer Böe, in welcher das Elmsfeuer sich zeigt, wird nicht selten begleitet von jenem rätselhaften Heulen des Windes, dem »low moaningtone« der Engländer. Auch diese Erscheinung kann möglicherweise herrühren vom Zustande der mit Elektrizität angefüllten Luft. Das in den meisten Fällen nur an den Mastspitzen und Luvnocken der obersten Raaen leuchtende Elmsfeuer, befindet sich dort, wie manche Berichte angeben, im Windschatten dieser Spitzen. Es sind Fälle bekannt, dass Seeleute es mit der Hand berührten, oder dass sie den von der Mastspitze, über welcher gleichzeitig das Elmsfeuer leuchtete, zum Wasser führenden Draht des Blitzableiters anfassten, ohne dabei etwas Ungewöhnliches zu verspüren.

Fasst man alle Angaben zusammen, so scheint sich zu ergeben, dass die Entstehung des Elmsfeuers wahrscheinlich denselben Ursachen zuzuschreiben ist, aus welchen Blitz und Donner entstehen, und dass Landbewohner es vielleicht nur deshalb nicht häufiger erblicken, weil die am Lande in so grosser Zahl in die Luft emporragenden Gegenstände die sich ansammelnde Elektrizität leichter ableiten können; sowie auch, weil der Landbewohner in der Nacht bei Gewitter und Regen unter Dach und Fach zu sein pflegt, und wenn er doch einmal bei solcher Gelegenheit draussen ist, gewiss nicht sein Augenmerk auf die Spitzen hochragender Gegenstände richtet.«

Merkwürdige Gestalt von Hagelwolken. Auf einer Fahrt vom Lido nach Venedig hat Baurath Streit in der Richtung über die Julischen Alpen hin eine überaus merkwürdige Wolkenerscheinungen gesehen und mehrere Abbildungen derselben genommen[1]). Eine derselben ist auf Tafel V reproduziert. Verf. giebt dazu folgende Erläuterungen:

»Als ich am Landungsplatze des Lido gegen $5^h/15^m$ anlangte und gegen die Julischen Alpen hinsah, bemerkte ich, wie sich über der Wolkenbank, genau in nordwestlicher Richtung, eine plattenförmige Wolke erhob, und da sie von der westlich ziemlich hoch stehenden Sonne glänzend beschienen war, erkannte ich bald ihre cylindrische Gestalt. Sie stieg ziemlich rasch empor, und nach 5 Minuten gewahrte ich, wie sich über derselben eine gleiche von geringerem Durchmesser erhob.

Als das Schiff um $5^h/30^m$ nach Venedig abfuhr, beobachtete ich dieselbe unausgesetzt, und ich nahm bald wahr, dass sich von dem obern Rande jeder Scheibenwolke ein Streukegel ablöste, der wie ein leicht parabolisch gewölbter Schirm von deutlich strahlenförmiger Textur sich zu den tief lagernden Haufenwolken herab-

[1]) Meteorologische Zeitschrift 1896. p. 14 u. ff.

senkte. Ich schätzte diese konzentrischen Wolkentürme über der Ebene von Bassano-Treviso lagernd. Während die aus Haufenwolken gebildete Wolkenbank in ihrer Erscheinung ziemlich unverändert blieb, erhob sich der konzentrische Wolkenturm merklich.

Um 5^h 40^m bildete sich im Zentrum der obern Wolkenscheibe eine kuppenförmige Erhebung, die rasch aufwuchs, und nach 10 Minuten stiegen neben diesen zwei hornartige Wolken von grauer Färbung auf.

Die schirmförmigen Schleier, welche ich scharf beobachtete, glitzerten an der Sonnenseite, waren vor der blendend weissen Wolkenfläche unsichtbar und im Schatten der Turmwolken von leicht grauer Färbung. Diese schirmförmigen Schleier waren ganz dünn; ich finde, dass dieselben durch die obern Ränder der rotierenden Turmwolken ausgeschleudert werden.

Als ich in Venedig anlangte, hatte ich keinen Ausblick mehr, und erst um 8^h 30^m als ich wieder auf der Strasse war, fielen schwere Regentropfen, und gleich darauf entlud sich unter Blitz und Donner ein furchtbarer Hagelschauer von Erbsen- bis Haselnussgrösse in solcher Menge, dass noch des andern Morgens Reste auf den Gassen lagen.

Über den Durchmesser und die Höhe dieser Rotationswolken kann ich nur die eine beiläufige Angabe machen, dass mir derselbe von meinem Standpunkte einem Winkel von 30—31^0 zu entsprechen schien.«

Diese Gestalt einer Hagelwolke (in einer Gewitterwolke) ist bis dahin in Europa noch niemals beobachtet oder beschrieben worden, doch bemerkt jetzt Blasius[1]), dass eine ähnliche am 1. Juli 1891 zu Braunschweig ebenfalls bei einem Hagelsturme gesehen wurde, und »dass alle Hagelstürme in derselben Weise vorkommen«. Er meint fernerhin, dass diese Zeichnung dazu beitragen werde, das seit Jahrhunderten in Europa verbreitete Vorurteil zu bekämpfen, dass der Hagelsturm und der Gewittersturm ein und dasselbe Phänomen darstellen. Er habe schon 1851 auf Grund seiner Untersuchungen die Hagelstürme und später auch die sogenannten Wolkenbrüche mit den Tornados in bestimmter Weise als gleichartig zusammengruppiert und als rotierende Stürme bezeichnet, die wohl zuweilen in Gemeinschaft mit Gewittern vorkommen, aber sonst nichts mit denselben gemein haben, ausser dass sie an der Begegnungsfläche im Gewitter oder Hochdrucksturme einherziehen. »Der Hergang der Hagelbildung in dem rotierenden Wolkenkegel«, fährt Prof. Blasius fort, »geht aus meinen Beobachtungen und Untersuchungen der vorhandenen Umstände eigentlich von selbst hervor und ist in der Betrachtung der Hagelstürme in meinem Hauptwerke »Storms etc.« (1875) und auch in meinem ersten deutschen Vortrage über den Hagelsturm am 1. Juli in Braunschweig erläutert. Dieser Hergang stimmt ganz genau mit der Darstellung von Streit überein und ebenfalls mit der

[1]) l. c. p. 347.

einfachen, sachgemässen und gewissenhaften Beschreibung der Erfahrungen, welche der kühnste und erfahrenste Luftschiffer der Welt, Mr. Wise, auf seinem Aufstieg von Carlyle während der 20 Minuten, die er gegen seinen Willen im Innern einer solchen Hagelwolke zubringen musste, gemacht hat. Er wurde zehnmal mit seinem Ballon hinaufgewirbelt und wieder hinuntergeschleudert und sah jedesmal oben den Himmel und unten die Erde. Er nennt diese Fahrt unter den mehr als 400 Ballonfahrten, die er in seinem umfangreichen Werke »Through the air« beschrieben hat, die gefährlichste von allen; jedenfalls ist es für die Erkenntnis des Herganges der Hagelbildung die wichtigste. Die rotierenden Stürme oder Wirbel, die eigentlichen Cyklone, sind die kleinsten an Ausdehnung, aber die gefährlichsten, weil verheerendsten von allen Stürmen. Sie erscheinen niemals für sich allein, sondern entstehen in Hochdruckstürmen (Gewittern) unter gewissen Bedingungen und ziehen entweder einzeln oder in Gesellschaft dicht neben oder hintereinander an der Begegnungsfläche im Hochdrucksturme, mithin der cumulo-stratus-Wolke entlang; sie sind daher von dieser mehr oder weniger verdeckt.

Der Conus des Tornado verlängert sich von dem cumulostratus abwärts und fegt mit seiner untern Spitze über die Erde her, alles zerstörend und durch den Kegel in die Luft wirbelnd, was in seinem Wege liegt. Der Conus der Hagelwolke ragt auf seinem Wege mit seinem obern Ende über den cumulo-stratus hervor, wie es in der Streit'schen Zeichnung deutlich zu sehen ist, oder sein unterstes Ende geht sackartig unter dem cumulo-stratus her, wie in dem oben erwähnten Braunschweiger Hagelsturme; auch kann es weder oben noch unten zum Vorscheine kommen. Der Conus der sogenannten Wolkenbrüche giebt nur durch die streifenartigen, ungewöhnlich starken Niederschläge auf der Erde Kunde von seinem Vorhandensein.«

20. Optische Erscheinungen der Erdatmosphäre.

Die Luftspiegelungen auf dem Genfer See beschrieb eingehend Ch. Dufour[1]). Solche sind daselbst nichts Ungewöhnliches. Sobald die Luft kälter ist als die Wasseroberfläche ist der Lichtstrahl konvex zu letzterer, und man erblickt Luftspiegelungen, die völlig denjenigen der Wüste gleichen. Ist dagegen das Wasser kälter als die Luft, ist der Weg des Lichtstrahles konkav gegen die Seeoberfläche, so werden am Horizonte Objekte sichtbar, die sonst infolge der Krümmung der Erdoberfläche verborgen bleiben. Man erblickt dann z. B. von Morges aus das 35 *km* entfernte Schloss Chillon. Unter normalen Verhältnissen würde man dasselbe sogar bei doppelter Höhe nicht sehen können. Es ergiebt sich hieraus, dass wenn die Luft kälter ist als das Wasser, was gewöhn-

---

[1]) Compt. rend. **113**. p. 360.

lich im Winter der Fall zu sein pflegt, alsdann eine Depression des Horizontes stattfindet, welche grösser ist, als die mittlere; umgekehrt dagegen, sobald die Luft wärmer ist als das Wasser, muss diese Depression geringer sein als die mittlere, was also häufig im Sommer der Fall sein wird.

Die Ursache der blauen Farbe des Himmels ist von Spring erörtert worden [1]). Bekanntlich ist das Wasserstoffsuperoxyd sowohl in seiner Lösung im Wasser als auch im vollkommen trockenen Zustande vollkommen farblos. Wie aber das Wasser bei hinreichender Dicke deutlich gefärbt erscheint, so ist auch nach Spring das Wasserstoffsuperoxyd von derselben Farbe wie der Sauerstoff und das Ozon.

Wie Tyndall gezeigt hat, ist nun die Schwierigkeit der Lösung des Rätsels der blauen Farbe des Himmels eine zweifache: Sie besteht bezüglich der Farbe, weil die Atmosphäre wenigstens vier blaue Substanzen von grosser Dicke besitzt, Wasserstoff, Wasser, Ozon und Wasserstoffsuperoxyd; sie besteht aber auch darin, dass uns das Blau des Himmels nicht als eine bei der Transmission hervorgerufene Farbe erscheint, sondern dass es vielmehr durch Reflexion des Sonnenlichtes zu stande kommt. Das blaue Licht ist zugleich polarisiertes Licht.

Spring glaubt nun, diese Schwierigkeit durch die Erwägung zu lösen, dass die Sonnenstrahlen die Luft durchsetzen und die Erde erleuchten. Die letztere wirkt somit als leuchtender Körper. Die Strahlen, welche sie nun schief aussendet, und die durch immer weniger und weniger dichte Schichten sich ausbreiten, werden immer stärker gebrochen, und es kann schliesslich totale Reflexion eintreten.

Das Licht der Sonne würde nach dieser Hypothese somit dreimal den Weg durch die Atmosphäre zurückzulegen haben, ehe es uns als diffuses Himmelslicht erscheint, dann aber wäre die Menge der blauen Gase in der Atmosphäre genügend, um in demselben alle andern Strahlenarten auszulöschen.

Das Alpenglühen nach Sonnenuntergang schilderte H. Dufour auf Grund zahlreicher eigener Beobachtungen [2]). Sobald die Sonne für den Beobachter in der Ebene oder auf geringen Höhen hinter dem Horizonte verschwindet, erleuchten ihre Strahlen noch das Gebirge mit goldgelbem Lichte, dem sich zuweilen orange und rote Töne beigesellen; letztere nehmen die untern Partien, die hellern Farben die obern ein, und der Himmelshintergrund ist blau oder graublau. Nach kurzer Zeit erscheint ein blasses und durchsichtiges,

---

[1]) Referat in der Meteorologischen Zeitschrift 1895. p. 458, woraus oben der Text.

[2]) Archives des sciences phys. et nat. 1896. Ser. 4. T. II. p. 18. Naturw. Rundschau. 1896. Nr. 43. p. 551, woraus oben der Text.

rotes Licht am Himmel über dem Gebirge und steigt höher, je mehr sich die Sonne senkt; vom Gebirge ist es durch eine graublaue Färbung, den Erdschatten, getrennt. Die Grenze zwischen dem Schatten und dem Lichte steigt an den Flanken des Gebirges langsam in die Höhe, und wenn die letzten Sonnenstrahlen vom höchsten Gebirgsgipfel verschwunden sind, erscheint alles matt, kalt und ohne Relief, die grauen Töne spielen ins Grünliche oder Bläuliche; sie verlieren sich jedoch mit der Zeit, und wenn alles in Schatten gehüllt ist, erkennt das Auge nach einem Ausruhen von 5 bis 10 Minuten die gewöhnlichen, grauen und gelben Farben der Felsmassen. Dieses Fehlen eines Wiederglühens, bei dem man nur einen einfachen Sonnenuntergang beobachtet, ist jedoch nur selten. Vielmehr sieht man sehr oft, nachdem eine jede Färbung aufgehört hat, die Felsen und den Schnee, die nach Westen gekehrt sind, sich von neuem färben; zuweilen entwickelt sich diese Färbung sehr allmählich; anfangs schwach und allgemein nimmt sie überall an Intensität zu, während die Töne dunkler werden und nach Rot und selbst Purpur hinneigen; sie nimmt erst in den untern Regionen ab, wird dunkler, verlässt dann nach und nach die hohen Regionen, und $^3/_4$ bis 1 Stunde nach Sonnenuntergang verschwindet jede Färbung der Gipfel. Andere Male entwickelt sich die zweite Färbung in kurzer Zeit; einige Minuten nach dem Erlöschen der Gipfel sieht man das Gebirge sich von neuem färben, die rosige Zone steigt in die Höhe, gefolgt vom aufsteigenden Schatten; die Töne sind lebhafter, aber viel vergänglicher als im vorigen Falle,

Während die beschriebenen Erscheinungen im Osten sich abspielen, sieht man am Westhimmel die bekannten und oft beschriebenen Dämmerungserscheinungen. Unmittelbar nach dem Sonnenuntergange ist der Himmel dort, wo das Gestirn verschwunden, nicht sehr lebhaft gefärbt, eine blassgelbliche Färbung bezeichnet die Stelle über der Sonne; nach 5 Min. wird sie deutlicher; 15 bis 20 Min. nach Sonnenuntergang nimmt ein gleichmässiger gelber Streifen den Westhimmel ein, rechts und links ins Rote und Purpurne spielend; etwa 30 bis 40 Min. nach Sonnenuntergang (bei den Beobachtungen des Verf.) erscheint ein rosiges Licht scharf im Westen als rosiger Streifen, dessen Ton und Helligkeit sehr schnell deutlicher werden; etwa 10 Min. nach seinem Erscheinen wird er sehr lebhaft, gleichzeitig sinkt er nieder zu der gelben Färbung des Westhimmels. Gewöhnlich entsteht während dieser letztern Periode der Farbenänderung des Westhimmels das Wiederglühen der Berge. Dieses Zusammenfallen der beiden Erscheinungen fällt jedem Beobachter auf, und v. Bezold hat in seiner Untersuchung der Dämmerungserscheinungen 1864, in welcher er für das beschriebene rosige Licht die Bezeichnung »erstes Purpurlicht« eingeführt, den Satz aufgestellt: »Dieses Phänomen, das sogen. Nachglühen, tritt immer gleichzeitig mit dem ersten Purpurlichte auf und ist nur durch dasselbe hervor-

gebracht«, eine Ansicht von der Ursache des Wiederglühens, die seitdem allgemein angenommen war.

In neuester Zeit hat Amsler-Laffont eine andere Erklärung für das Wiederglühen der Gebirgsgipfel gegeben; er nimmt an, dass an sehr warmen Tagen die am Boden stark erhitzte Luft die Brechung so beeinflusse, dass die Sonnenstrahlen die Bergesgipfel nicht mehr treffen können, Erlöschen der ersten Färbung; dann kühlt sich die Luft schnell ab, die Brechung der Luft ändert sich, und die Sonnenstrahlen werden wieder nach unten gebrochen, es entsteht das Wiederglühen. Dufour hat eine Reihe von Beobachtungen zur Prüfung dieser Erklärung ausgeführt; neben sorgfältiger Beobachtung der Lichterscheinungen sind Messungen der Lufttemperatur vom Momente des Sonnenunterganges bis zum Ende aller Beobachtungen gemacht worden an Tagen, welche für die von Amsler geforderten Bedingungen zur Entstehung des Wiederglühens sehr günstig waren. Die ausführlich mitgeteilten Beobachtungen vom 25. Juli 1895, 10., 20., 28., 31. August und 3. September (bei Sonnenaufgang) führen Dufour zu folgenden allgemeinen Schlüssen:

1. Die schönsten und intensivsten zweiten Färbungen sind oft ein Vorläufer entweder einer allgemeinen Änderung des Wetters oder von Gewittern oder lokalen Platzregen. 2. Die ausnahmsweise warmen Tage, denen Tage ohne Regen vorausgegangen und gefolgt sind, zeigen kein besonders intensives Wiederglühen, obschon die Bedingungen für eine sehr intensive anomale Brechung vorhanden sind. 3. Während des Wiederglühens der Gebirge zeigt die Temperatur eine leichte Erhöhung selbst in der Thalsohle; dieselbe kann einer Diffusion der Wärme durch die gefärbten Schichten der Atmosphäre ebenso wie einer direkten Strahlenbrechung zugeschrieben werden. 4. Bei seinen zahlreichen Beobachtungen hat Verf. keine schnelle Verschiebung der Grenzlinie zwischen Schatten und Licht feststellen können; die beobachteten Fälle von Wiederglühen scheinen für gewöhnlich einer anomalen, aber regelmässigen Brechung nicht zugeschrieben werden zu können; namentlich ist es schwierig, eine von Amsler's Theorie geforderte regelmässige Brechung der untern Luftschichten anzunehmen in dem von tiefen Thälern durchzogenen, mannigfach bebauten Gebiete. 5. Unter den so veränderlichen Bedingungen, welche auf das Entstehen oder Fehlen des Wiederglühens Einfluss haben, scheint der Kondensationszustand des Wasserdampfes eine vorherrschende Rolle zu spielen; die meisten Chancen zur Beobachtung eines schönen Wiederglühens hat man am Tage nach einem Regentage oder einen oder zwei Tage vor einem Witterungswechsel; es tritt dann 7 bis 10 Min. nach der vollständigen Entfärbung ein. Die Beobachtungen bestätigen im allgemeinen die Auffassung v. Bezold's, dass das Wiederglühen in Beziehung steht zur Färbung des Westhimmels nach Sonnenuntergang, welche ihrerseits von der Kondensation des Wasserdampfes und der Durchsichtigkeit der Atmosphäre abhängt. Gleichwohl ist die Möglichkeit eines Wiederglühens nach dem von Amsler angegebenen Vorgange nicht ausgeschlossen.

21. Klimatologie.

Die Sonnenscheindauer im deutschen Küstengebiete ist von Helmuth König studiert worden[1]. Die Mehrzahl der Stationen verfügt allerdings zur Zeit nur über 6- bis 8jährige Registrierungen, allein auch diese gestatten schon wertvolle Schlüsse. Die Aufzeichnungen geschahen sämtlich durch den Campbell-Stokes'schen Apparat der im wesentlichen aus einer als Linse wirkenden Glaskugel besteht. Das im Brennpunkte derselben entstehende Sonnenbildchen wandert, entgegen der scheinbaren Bewegung der Sonne, auf einem in einer Fassung angebrachten Kartonstreifen fort und brennt dabei seine Spur ein. Die Streifen sind mit einer Stundeneinteilung versehen, werden täglich gewechselt und können dann sofort auf Zeit reduziert werden. Der Apparat, in seiner Handhabung äusserst einfach, giebt völlig befriedigende Resultate; nur wenn die Sonne sehr niedrig steht oder auch nur schwach verschleiert ist, registriert er — wie übrigens alle Sonnenautographen — nur sehr wenig. Ausserdem hat er leider den Fehler, dass er eben nur die Dauer des Sonnenscheines verzeichnet, nicht die viel wichtigere Intensität.

Nichtsdestoweniger verdient der Campbell recorder, wenigstens vom Standpunkte der wissenschaftlichen Meteorologie, den Vorzug vor Apparaten andern Systems, weil das kalorische Prinzip, auf dem er beruht, ihr am meisten entspricht; denn das grosse Problem der Meteorologie ist doch schliesslich immer die Erklärung der atmosphärischen Vorgänge als Folgen eines Gewinnes oder eines Verlustes eingestrahlter Sonnenwärme.

Verf. giebt zunächst in einer Tabelle die ausgeglichenen Zahlen der monatlichen Sonnenscheindauer für 29 Stationen, deren nördlichste Kopenhagen, und deren südlichste Stuttgart ist. Die Diskussion dieser Zahlen führte ihn im wesentlichen zu folgenden Ergebnissen bezüglich der jährlichen Periode: »Ordnet man die deutschen Stationen nach ihrer geographischen Länge, so ergiebt sich unverkennbar eine Zunahme der Insolationsdauer von Westen nach Osten, wenn auch zugegeben werden muss, dass einige Unregelmässigkeiten dabei vorkommen. Überblicken wir zunächst die reinen Küstenstationen

Emden	Meldorf	Kiel	Rostock	Kolberg	Dirschau
1770	1706	1510	1693	1773	1801 Stdn.,

so ist namentlich im Gebiete der Ostseeküste ein ununterbrochener starker Zuwachs an jährlichen Sonnenscheinstunden bemerkbar; er beträgt für Dirschau — Kiel 291 Stunden und für Dirschau — Rostock 108 Stunden. Demgegenüber steht nun freilich im Gebiete der Nordseeküste eine Abnahme der Sonnenscheindauer in der Richtung West — Ost. Jütland und die dänischen Inseln — denn auch Kopen-

[1]) Annalen der Hydrographie. 1896. Heft 7. p. 313 u. ff.

hagen registrierte im Mittel der Jahre 1887—1894 nur 1204 Stunden, also weniger als Hamburg mit 1333 Stunden in diesem Zeitraume — scheinen also auch in solarer Beziehung eine Grenze zu bilden zwischen Ostsee und Nordsee, insofern die Nordseestationen Emden, Helgoland und Meldorf, auch Bremen noch eingeschlossen, höhere Insolationswerte zeigen als die ihnen benachbarten Stationen des westlichen Ostseegebietes. Auch die ausserdeutschen Stationen der Nordsee, Brüssel, die Südküste Englands und namentlich die normannischen Inseln (Jersey) zeichnen sich durch verhältnismässig sehr hohe Werte der Sonnenscheindauer aus, die teilweise 1800 Stunden pro Jahr noch übersteigen. Zum Teile freilich sind diese hohen Werte bedingt durch die südlichere Lage dieser Stationen, ein Moment, auf welches wir noch zurückkommen müssen. Die Frage nach der Ursache dieser Verschiedenheit der Insolationsverhältnisse auf der West- und der Ostküste Jütlands, ob sie in der intermarinen Lage begründet ist, oder ob die lokalen Verhältnisse der Beobachtungsorte hier eine Rolle spielen, ist noch nicht untersucht; dazu sind die Stationen noch zu dünn gesät, wenn auch die Abwesenheit von Gebirgen die Frage als weniger schwierig erscheinen lässt. So viel ist aber wohl sicher, dass das Land im allgemeinen im Sinne einer Verminderung der Sonnenscheindauer wirkt. Das ergiebt sich klar aus Vergleichen zwischen Küsten- und Binnenlandstationen. Emden empfängt 72 Stunden Sonnenschein mehr als Ellewick, Meldorf 82 Stunden mehr als Cassel, Rostock 90 Stunden mehr als Magdeburg, Kolberg 82 Stunden mehr als Breslau. Unregelmässigkeiten sind auch hier vorhanden, so namentlich Samter, welches 46 Stunden mehr als Kolberg registrierte, und Celle mit 1834 Stunden, von welchem aber nur vierjährige Beobachtungen vorliegen, darunter die Jahrgänge 1892, 1893 und 1895 mit relativ hohen Beträgen. Die Gleichwertigkeit der Differenzen zwischen den reinen Küstenstationen und denjenigen mehr binnenländischen Charakters bestätigt auch für das Binnenland die Regel, dass die Sonnenscheindauer von Westen nach Osten zunimmt.

Der eben erwähnten Abnahme der Insolationsdauer im Binnenlande gegenüber derjenigen im Küstengebiete, ist nun aber beim weitern Fortschreiten nach Süden eine Grenze gesetzt. Die Konfiguration Deutschlands und speziell der deutschen Küste mit ihrer west-östlichen Richtung lässt dies freilich nicht klar hervortreten. Zieht man süddeutsche oder besser noch südeuropäische Stationen mit heran, so zeigt sich, dass letztere bei weitem mehr Sonnenschein empfangen als unsere nördlichern Gegenden. Von unsern deutschen Stationen kann man zum Nachweise dieser Thatsache nur wenige als Beispiel anführen. So zeigen Meldorf, Ellewiek und Geisenheim, die ungefähr über gleich lange Serien verfügen, nicht nur den Vorzug, dessen sich in bezug auf Sonnenscheindauer die Seeküste erfreut, sondern auch die noch grössere Überlegenheit des Südens in dieser Beziehung.

Meldorf 1889/95	Ellewiek 1890/95	Geisenheim 1889/95
1706	1698	1825 Std.
Ebenso: Dirschau 1890/95	Breslau 1889/95	Leobschütz 1889/95
1801	1691	1829 Std.

Einen ziffermässigen Ausdruck aber für den sonnigen Charakter des Landes, wo »im dunklen Grün die Goldorangen blüh'n«, erhält man aus folgendem Vergleiche:

Rostock 1883/94	Magdeburg 1882/93	Wien 1880/92	Padua 1887/95	Rom 1887/95
1676	1603	1816	2057	2431 Std.

Fügen wir noch das Maximum der europäischen Insolation, welches in der Periode 1887—1893 in Madrid mit 2908 Stunden registriert ist, hinzu, so kann kein Zweifel darüber bestehen, dass die Sonnenscheindauer auch in der Richtung Nord—Süd zunimmt, und zwar viel regelmässiger und schneller als in der Richtung der Parallelkreise. Die Ursache dieser Erscheinung ist wohl ausschliesslich in dem Umstande zu suchen, dass die Sonnenstrahlen, um einen mehr nördlich gelegenen Punkt der Erdoberfläche zu erreichen, eine dickere Schicht der Atmosphäre zu passieren haben, also mehr Licht absorbiert wird, als wenn sie nach einem Punkte von mehr äquatorialer Lage gerichtet wären. Die Zunahme nach Osten hin dagegen hat wohl ihren Grund in dem meteorologischen Gegensatze zwischen ozeanischer und kontinentaler Lage der Stationen.«

Was den Einfluss der Seehöhe anbelangt, so zeigt sich bei allen Höhenstationen ein recht bemerkenswerter Ausfall an Sonnenschein und anderseits auch eine viel gleichmässigere Verteilung desselben auf das ganze Jahr als in der Ebene.

»Aber auch die Thalstationen erleiden eine Einbusse an Sonnenschein, teils wegen der Beschränkung des Horizontes durch umliegende Gebirgszüge, teils durch die Nebelhauben an den Kuppen und endlich durch die in den Thälern häufiger auftretenden Nebel.

Dieser Einfluss der topographischen Lage zeigt sich schon bei mässiger Erhebung über dem Meeresspiegel, wie ein Vergleich zwischen den Nachbarstationen Erfurt und Inselsberg für die Periode 1889—1895 zeigt.

	Seehöhe *m*	Winter Std.	Frühling Std.	Sommer Std.	Herbst Std.	Jahr Std.
Erfurt . .	200	191	510	623	298	1622
Inselsberg .	906	182	511	566	263	1522

Darnach beträgt der Sonnenscheinausfall für Inselsberg bei einer Höhendifferenz von nur 700 *m* im Jahresmittel 100 Stunden. Dieses Defizit rührt hauptsächlich vom Sommer und Herbste her, während im Frühlinge ein freilich verschwindend kleiner Überschuss für Inselsberg vorhanden ist. Seit November 1895 wird auch auf dem Brocken (1142 *m*) Sonnenschein gemessen; die Monate November und Dezember zeigten zusammen eine Differenz von bezw. 13 Stunden

25*

und 12 Stunden zu Gunsten von bezw. Celle (40 *m*) und Harzgerode (380 *m*).

Das klassische Land aber für Studien dieser Art ist die Alpenwelt mit ihren Hochstationen. Folgende Tabelle lässt den Einfluss der Höhenlage aufs deutlichste erkennen:

Stationen	Seehöhe *m*	Beobachtungsperiode Jahre	Sonnenschein Std.	%
Sonnblick	3103	6—7	1531	34
Obir	2114	1884/92	1642	37
Zürich	946	1884/93	1715	38
Wien	202	1880/92	1816	41

Sonnblick und Obir haben also bezw. 7 und 4% weniger Sonnenschein als Wien.«

Der Einfluss der Grossstädte und Industriezentren auf die Sonnenscheindauer ist ein sehr erheblicher. »Am besten,« sagt der Verf., »lässt sich diese Frage erörtern an der Hand von Registrierungen, die im Centrum Londons, (Bunhill Row) und im Umkreise, in den Vorstädten Kew und Greenwich in den Jahren 1881—1890 gewonnen sind. Ordnet man diese drei Stationen nach der geographischen Länge, so gewinnt man ein anschauliches Bild von den traurigen Insolationsverhältnissen im Zentrum dieser Riesenstadt:

	Kew		Bunhill Row		Greenwich
	1399		1027		1227 Std. pro Jahr
	31		23		27%
Differenz		372		200 Std.	
		8		4%	

Das Zentrum und Greenwich empfangen also bezw. 8 und 4% Sonnenschein weniger als Kew, das als normal angesehen werden kann. Dieser kolossale Ausfall ist wohl ausschliesslich eine Folge der allbekannten Stadtnebel Londons und diese sind wiederum nach Aitken's Untersuchungen eine Wirkung des Staubgehaltes der Luft, namentlich veranlasst durch den aus den zahllosen Schornsteinen aufsteigenden Rauch, denn der Ausfall an Sonnenscheinstunden rührt hauptsächlich vom Winter her (im Dezember empfängt Bunhill Row nur 2% Sonnenschein im Mittel). Der Steinkohlenverbrauch nahm von 1875—1889 von 4 882 000 tons bis 6 391 000 tons zu, und in derselben Zeit vermehrten sich nach Brodie die Anzahl der Winternebel von 93 (1870—1875) bis 156 (1885—1890), also beides um das $1^1/_2$ fache. Dass Kew nicht auch in Mitleidenschaft gezogen wird, erklärt sich aus den vorherrschenden westlichen Winden, welche den Rauch und Staub nach Osten, teilweise also über Greenwich hinaus, transportieren. Nicht viel weniger schlimm steht es in dieser Beziehung mit Glasgow (Verlust jährlich 6%) und mit unsern deutschen Fabrik- und Grossstädten, wie Hamburg, Berlin und Chemnitz, nur

sind sie nicht so klassische Zeugen für die lichtabsorbierende Wirkung des Staubes und des Rauches als eben London; wenigstens ist der Nachweis hier schwieriger, weil es an unmittelbar benachbarten Vergleichsstationen mangelt.

Im ganzen Laufe der elfjährigen Periode hat die Sonne in Hamburg durchschnittlich an 108 Tagen, d. i. 30 % aller Tage eines Jahres, nicht geschienen. (Rostock hatte für 1884—1893 nur 91 Tage ohne Sonnenschein.) Von diesen 108 sonnenlosen Tagen kommen fast die Hälfte, nämlich 51 Tage (47 %), auf den Winter (Dezember bis Februar), 19 Tage (18 %) auf den Frühling, 8 Tage (7 %) auf den Sommer und 30 Tage (28 %) auf den Herbst.

Wenn die Sonne ein ganzes Jahr hindurch ohne Unterbrechung vom Auf- bis Untergange schiene, so würde das für unsere Gegend die respektable Summe von rund 4470 Stunden ausmachen. Der Einfluss namentlich der Bewölkung und auch noch anderer Momente bringt uns aber um fast $^3/_4$ dieser Summe; die 1236 Stunden jährlichen mittlern Sonnenschein in Hamburg entsprechen nur 28 % des möglichen. Wie in dieser Beziehung andere Stationen stehen, geht aus folgender Tabelle hervor, welche Stationen im weitern Umkreise Hamburgs enthält.

Hamburg	1889/94	1318 Std	29 %
	84/94	1236 »	28 %
	92/94	1428 »	32 %
Emden	92/94	1760 »	40 %
Bremen	91/94	1667 »	37 %
Helgoland	92/93	1749 »	39 %
Meldorf	89/94	1696 »	38 %
Kiel	89/93	1507 »	34 %
Rostock	84/93	1693 »	38 %
Magdeburg	82/93	1603 »	36 %
Celle	91/94	1834 »	42 %

Der Ausfall zu Ungunsten Hamburgs beträgt:

im Maximum (Celle — Hamburg 91/94)	339 Std.	10 %
im Minimum (Kiel — Hamburg)	270 »	6 %

Im Mittel hat Hamburg also 8 % weniger als seine Umgebung.«

Das Minimum der Sonnenscheindauer fällt auf die Zeit der kürzesten Tage, was sich leicht daraus erklärt, dass bei niederem Stande der Sonne die Strahlen eine weit dickere Luftschicht zu durchbrechen haben als bei höherem. »Das Maximum der jährlichen Periode hat einen weniger einheitlichen Charakter als das Minimum. Ersteres deckt sich mit der Periode der längsten Tage ganz und gar nicht, im Gegenteile findet fast überall im Juni und Juli — wenigstens in Nordeuropa — ein Rückgang der Sonnenscheindauer, namentlich in den prozentualen Werten statt. Demgegenüber weist das ganze nordwestliche Europa von seinem höchsten Norden an durchgehends ein ausgesprochenes Maximum im Mai auf, dem meistens noch ein zweites (sekundäres) im August folgt.

Mit abnehmender Breite und zunehmender Länge verschiebt sich das Hauptmaximum nach und nach mehr nach dem Sommer hin, so dass schliesslich die Lagen der beiden Maxima vertauscht werden.

	Hauptmaximum	Sekundäres Maximum
Bremen, Ellewiek, Kiel	Mai	August
Marggrabowa, Dirschau, Breslau	August	Mai
Geisenheim		Mai
Stuttgart		Juni

Südfrankreich, die Schweiz, die Adria und der ganze Süden Europas haben das Hauptmaximum im Juli bis August. Im Gebiete der deutschen Stationen übersteigt sowohl das Mai- wie das Augustmaximum den Betrag von 52 % nur in wenigen Fällen; der Durchschnitt liegt wohl etwas unter 50 %. Der Süden erreicht aber recht hohe Werte im August.

Wien	Zürich	Triest	Montpellier	Lugano	Rom	Madrid
54	57	66	67	67	75	84 %

Im Januar empfängt Deutschland 20 bis 25 % des möglichen Sonnenscheines. Dann folgen drei Monate stetiger Zunahme bis zu 40 bis 45 %. Auf den Mai kommen bei uns 40 bis 50 %, und in den beiden folgenden Monaten gehen die Werte in Deutschland um einige Prozente zurück, während sie im zentralen, östlichen und südlichen Europa ihre ansteigende Tendenz behalten, bis sie im August ihre höchste Höhe erreichen.

Im September beträgt die Abnahme für unsere Gegenden 5 bis 7 %, und in den beiden letzten Monaten des meteorologischen Jahres erfolgt eine weitere Abnahme, bis das Minimum erreicht ist.

Im Gebirge ist der Verlauf des Sonnenscheines fast ein direkt entgegengesetzter, wie hier geschildert. Einmal ist die Dauer der Insolation dort viel gleichmässiger über das ganze Jahr verteilt — auf dem Sonnblick z. B. beträgt das Minimum 115 Stunden, das Maximum 151 Stunden, die Differenz der beiden Extreme beläuft sich also auf nur 36 Stunden, ähnlich auf dem Obir und dem Säntis, anderseits aber hat das Hochgebirge auch in den Wintermonaten hohe Sonnenscheinbeträge, ja die prozentualen Maxima fallen geradezu auf diese Jahreszeit.« Der Gegensatz zwischen Hochgebirge und Niederung tritt sehr klar aus folgender Zusammenstellung hervor:

	Winter %	Frühling %	Sommer %	Herbst %	Jahr %	Maximum	Minimum
Sonnblick	46	29*	30	38	34	Dezember	Juni
Obir	41	32*	38	37	37	Febr., Aug.	April—Juni
Wien	25*	42	53	32	41	Juli, Mai	Dezember
Hamburg	14*	33	31	22	28	Mai, August	Dezember

Die tägliche Periode der Sonnenscheindauer ist eine einfache. »Man kann sagen, dass im ganzen die Dauer der Insolation im Laufe des Tages mit der Sonne gleichen Schritt hält, so dass vormittags ein Steigen, um die Mittagszeit ein Maximum und nachmittags ein Fallen der Werte zu konstatieren ist. Im einzelnen aber erleidet dieser regelmässige Gang einige interessante Unterbrechungen, namentlich im Gebirge, und auch wenn man Jahreszeiten rechnet.

In den frühen Morgen- und späten Abendstunden wird an allen Stationen nur äusserst wenig registriert, wohl eine Folge der durch Perspektive verstärkten Bewölkung am Horizonte und der — wegen des tiefern Sonnenstandes — grössern Absorption. Im ganzen aber wird gegen Sonnenuntergang mehr als das Doppelte registriert als gegen Sonnenaufgang. Die Zunahme erfolgt in langsamerem Tempo als die Abnahme, welch' letztere namentlich von 4^h an sehr stark ist. Um die Mittagszeit ist die Veränderung sehr gering. Die Hochstationen unterscheiden sich auch hier wieder von der Niederung; bei ihnen ist es hiermit umgekehrt.

Die Stunde, in welcher im Laufe des Jahres die Sonne am längsten und im Durchschnitte also auch am häufigsten scheint, ist bei den meisten Stationen die zwischen 1 bis 2^h nachmittags, doch sind ganz entschiedene Maxima nur selten anzutreffen.

Vergleicht man die Lage des täglichen Maximums innerhalb der einzelnen Monate, so stellt sich ein ganz typischer Gang heraus. Zu Anfang des meteorologischen Jahres liegt es in der Mittagsstunde, verlegt sich dann allmählich von Monat zu Monat auf eine frühere Tagesstunde, um gegen Ende des Jahres wieder in die eigentliche Mittagsstunde zurückzukehren. Nur in der kältern Jahreszeit werden also die höchsten Beträge in der Mittagszeit registriert, und zwar zu um so späterer Stunde, je südlicher die Station liegt. Pawlowsk z. B. hat das winterliche Maximum von 11—12^h vormittags; Rostock von 12—1^h nachmittags; Kremsmünster, Lugano, Madrid von 1—2^h nachmittags. Je mehr man dann nach den Monaten der wärmern Jahreszeit vorrückt, zu desto früherer Stunde erscheint das Maximum. Eine Ausnahme scheinen hier die Stationen der Küstenstriche zu machen, bei denen ganz allgemein die Tendenz besteht, das Maximum in den Sommermonaten auf eine Nachmittagsstunde zu verschieben; Hamburg, Kiel, Rostock, Bremen, Buccari, Pola sind Beispiele hierfür.

Zu den Unregelmässigkeiten in dem Gange der täglichen Periode gehört namentlich die eigentümliche Erscheinung, dass in der Mittagszeit, namentlich in der wärmern Jahreszeit, eine Depression der Tageskurve des Sonnenscheines zu finden ist. Es wird also gewissermassen das Tagesmaximum in zwei Teile gespalten, zwischen denen ein Teilminimum Platz nimmt. In den Jahressummen der Stundenwerte deutscher Stationen findet man diese Depression nicht wegen des ununterbrochen ansteigenden Ganges in der Winterzeit; nichts-

destoweniger ist ihr Vorkommen in den einzelnen Monaten ein typisches; sie ist selbst in Hamburg mit seinen geringen Sonnenscheinwerten in den Monaten Mai, Juli und August stark ausgeprägt.

Die Stunde, in welcher die Sonne länger (und also auch häufiger) scheint als zu irgend einer andern und in irgend einem Monate, fällt in ganz Nordwesteuropa auf den Mai. Eberswalde und Bremen haben von 10—11^h im Mai durchschnittlich rund 20 mal, Rostock 11—12^h rund 20 mal, Hamburg 12—1^h ungefähr 17 mal, Kiel 1—2^h 20 mal, endlich Magdeburg 2—3^h ca. 19 mal Sonnenschein. Die Wahrscheinlichkeit des Sonnenscheines zu diesen bezw. Stunden ist nahezu gleich 0.6, d. h. unter 10 Tagen darf man an 6 zu diesen Stunden Sonnenschein erwarten. Die Länder Zentraleuropas, inkl. Schweiz und Adria, empfangen den meisten Sonnenschein im Juli oder August mit teilweise stark an die Gewissheit grenzender Wahrscheinlichkeit, z. B. Pola (W = 0.9) im Intervalle 3—4^h nachmittags im Juli.

Interessante Ergebnisse zeitigt auch eine Vergleichung der vor- und der nachmittägigen Insolationssummen. Es registrierten:

	vormittags		nachmittags	
	Std.	%	Std.	%
Kiel	829.1	49	855.0	51
Rostock	808.4	48	884.9	52
Hamburg	531.0	43	705.5	57
Bremen	814.0	48	886.7	52
Eberswalde	827.4	50	834.6	50
Magdeburg	785.0	49	817.7	51
Stuttgart	602.9	50	613.9	50
Wien	902.4	50	910.0	50
Triest	1121.6	50	1108.8	50
Rom	1234.8	51	1196.5	49
Madrid	1518.7	52	1409.0	48
Säntis	947.4	53	844.3	47
Sonnblick	849.7	55	681.7	45
Obir	850.2	52	792.1	48

Hier zeigt sich wieder der natürliche Gegensatz zwischen Bewölkung und Sonnenschein. Im Küstengebiete der Nord- und der Ostsee ist erstere in den Morgenstunden zu allen Jahreszeiten ziemlich stark, und fast überall erreicht sie ihr Minimum am Abende. Dementsprechend kommt auf den Vormittag in allen Stationen Deutschlands weniger Sonnenschein als auf den Nachmittag, und der Unterschied ist ein wenig grösser im Küstengebiete als im Binnenlande, wo er häufig auf 0 herabsinkt (Stuttgart, Wien). Im Süden kehrt sich das Verhältnis um, und auch die Gipfelstationen erfreuen sich vormittags einer grössern Sonnenscheindauer als nachmittags. Scheidet man aber bei Untersuchung dieser Frage nach kalter und warmer Jahreszeit, so ergiebt sich, dass im Winter ganz allgemein (mit Ausnahme der Gipfel- und der südlichsten Stationen Rom und Madrid) der Nachmittag sonniger ist als der Vormittag. Im Sommer haben freilich die meisten Stationen nachmittags auch mehr Sonne als vormittags, doch sind mehrere Ausnahmen vor-

handen: Madrid, Rom, Wien, Klagenfurt und Bukarest. Diese drei letzten Stationen haben also im Sommer ein Vormittags-, im Winter ein Nachmittagsmaximum und bilden demnach eine Art Übergang zu den Stationen Südeuropas, die zu allen Zeiten vormittags mehr Sonnenschein geniessen als nachmittags. Die Gipfelstationen halten hierbei zu den südlichen.«

Alternierende strenge Winter. Woeikow machte darauf aufmerksam, dass die Ströme im westlichen und nördlichen Russland, besonders die Newa, aber auch die Düna (bei Riga) und die Dwina (bei Archangel) in den »geraden« Wintern kürzere Zeit, in den »ungeraden« Wintern dagegen längere Zeit mit Eis bedeckt sind. (Mit »geraden« Wintern sind solche gemeint, in denen mit Neujahr eine »gerade« Jahreszahl beginnt; der Winter 1895—1896 ist somit ein »gerader«.) Im südlichen und im südöstlichen Russland ist das Verhältnis umgekehrt, besonders hinsichtlich der Wolga (bei Astrachan) und des untern Laufes des Don. Die jetzt in den Veröffentlichungen des meteorologischen Observatoriums zu Upsala mitgeteilten Beobachtungen über die Dauer der Schneedecke an jenem Orte zeigen, dass der Unterschied zwischen »geraden« und »ungeraden« Jahren in Schweden noch ausgeprägter zu Tage tritt als im nordwestlichen Russland. Während der Jahre 1875 — 1893 war der Erdboden nämlich während folgender Anzahl Tage mit Schnee bedeckt (die Jahreszahl des Winters bezieht sich auf den Januar):

1875	131	Tage	1885	95	Tage
1876	88	»	1886	91	»
1877	157	»	1887	49	»
1878	84	»	1888	146	»
1879	126	»	1889	107	»
1880	63	»	1890	41	»
1881	163	»	1891	116	»
1882	43	»	1892	100	»
1883	149	»	1993	100	»
1884	73	»			

Im Durchschnitte lag die Schneedecke in Upsala 100 Tage. Für die 9 »geraden« Jahre ist der Durchschnitt 81, für die 10 »ungeraden« Jahre dagegen 119 Tage. Nur 2 Jahre machen hier, wie man sieht, eine Ausnahme von der Regel, dass die Schneedecke in den »geraden« Wintern kürzere Zeit, in den »ungeraden« aber längere Zeit, als der Durchschnitt ergiebt, liegt.

Über das Klima von Mittelamerika, dessen Kenntnis zur Zeit noch immer auf kurzen gelegentlichen Beobachtungsreisen von Privaten oder vereinzelten Instituten herrührt, hat Köppen eine zusammenfassende Darstellung gegeben [1]).

»Die Windverhältnisse des mittelamerikanischen Isthmus von Tehuantepec bis Darien haben viel Ähnlichkeit mit jenen der Westküste von

[1]) Hettner's, Geogr. Zeitschr. 2. Heft 8. p. 425 u. ff..

Afrika zwischen Senegambien und Kamerun. Sie werden bestimmt durch die Existenz, die periodische Verschiebung und das gelegentliche Ineinandergreifen der beiden Windsysteme des Nordostpassats und der vom Südostpassat der Südhemisphäre abgezweigten südlichen und südwestlichen Winde. An der atlantischen Küste und im Innern von Mittelamerika sind nördliche und östliche Winde in den Monaten November bis Februar allgemein vorherrschend, ohne doch die Stetigkeit des eigentlichen Passats zu haben; sie treten häufig stürmisch mit Regen, als sogenannte nasse Norder, auf. In den übrigen Monaten sind die Winde je nach der Örtlichkeit sehr verschieden, soviel die wenigen vorhandenen Beobachtungsreihen erkennen lassen.

Südwestwinde scheinen namentlich in unserem Hochsommer auch an der atlantischen Küste ziemlich häufig zu sein, wenn sie auch meist hinter den Winden aus Nord bis Ost zurückstehen. Da diese Küste wenig von deutschen Schiffen besucht wird, so besitzen wir auch weniger gute Schilderungen über deren Windverhältnisse als von der pazifischen Küste.

Für die Llanos von Venezuela ist der Wechsel zwischen dem Nordost- (dort meist Ost-)Passat der trockenen Monate Oktober bis März und den südlichen (dort meist südöstlichen) Winden der Regenzeit durch Humboldt's berühmte Schilderung in den »Ansichten der Natur« bekannt genug.

An der Küste des Stillen Ozeanes spielt sich dieser Wechsel etwa zwischen 5° und 13° n. Br. ab. Allein hier stellt sich noch eine Eigentümlichkeit ein, die von der Ostküste nicht bekannt ist, obwohl sie auch dort bestehen mag. Der hier vom Lande kommende Passat tritt nämlich in zwei Formen auf, im Winter, in der Trockenzeit, aus hoch nördlicher Richtung, dem »Norder« des Mexikanischen Golfes verwandt, im Sommer, der Regenzeit, als Ost oder Ostsüdost, der südlich von 10° n. Br. nur als Gewitterwind in Stössen weht, nördlich von 10° aber auch häufig als schwacher anhaltender Wind.

Wenn sie stark auftreten, werden jene Nordwinde als Papagayos, die östlichen Gewitterwinde als Chubascos und die Südwestwinde der Regenzeit als Temporales bezeichnet. Die Papagayos wehen anhaltend mit heiterem Wetter, die Temporales ebenso mit langdauerndem Regen, die Chubascos aber als Gewitterböen. An der afrikanischen Westküste entspricht dem Papagayo der Harmattan, dem Chubasco der Tornado, die vorherrschenden südlichen Winde jedoch haben an der afrikanischen Küste, soviel Verf. weiss, keine besondere Bezeichnung.

Die nördlichen Winde, die in unsern Wintermonaten im Mexikanischen Golfe herrschen, greifen überall, wo eine Lücke im Gebirgszuge ihnen Durchlass gewährt, bis nach der pazifischen Seite hinüber; dort wehen dann auch am Tage die Winde vom Lande her, zeitweise mit stürmischer Kraft. So bei Tehuantepec, an der Fonseca- und der Panama-Bai.

Die kaum 350 *m* hohe Landenge von Tehuantepec wird von den Nordwinden, die im Herbste und Winter im Mexikanischen Golfe herrschen, überweht; auf dem Plateau und am pazifischen Abhange sind sie oft sehr heftig, und auf einem 200—250 Seemeilen breiten und etwa ebenso weit ins Meer reichenden Gebiete wehen sie auch auf den Stillen Ozean hinaus. Wird ein Schiff hier durch die Kraft des Windes gezwungen, beizudrehen, so kann es mehrere Tage Aufenthalt haben; gewöhnlich ist aber das Gebiet der starken Norder rasch durchsegelt.

Bei Corintho wehen die Papagayos im Januar und Februar aus Richtungen zwischen NE und E, oft drei bis vier Tage nacheinander nur mit einer Abschwächung in den Morgenstunden; ihre grösste Stärke erreichen sie am Abende und in der ersten Hälfte der Nacht. Auch in der Bucht von Panama wehen die Nordwinde der Monate November bis März am stärksten vom Nachmittage bis Mitternacht.

Wo die Kordillere sich steil von der Küste erhebt, wie bei Veragua, berührt der nördliche Wind das Meer erst 15—20 Seemeilen vom Lande,

während näher zur Küste Windstille mit hoher, vom Meere kommender Dünung sich findet.

Überall aber, wo die Kordillere hoch und nicht allzu steil ist, sind längs der pazifischen Küste von Mittelamerika tägliche Seebrisen gut entwickelt, die um zehn oder elf Uhr morgens einsetzen und bis gegen acht Uhr abends wehen, und zwar meist aus ganz südlicher oder selbst südöstlicher Richtung beginnen und dann nach SW oder W gehen, ähnlich wie die Seebrisen an der Südküste Englands. In tiefen Buchten, wie bei Panama und im Golfe von Nicoya, sind sie schwach, an vorspringenden Teilen der Küste, wie bei Kap Mala, wehen sie oft mit stürmischer Kraft. Die Landwinde sind dort, wo sie nur in der Nacht wehen, fast immer schwach.

Auf dem offenen Meere haben nördlich von 10° oder 12° n. Br. östliche Winde auch im Sommer das Übergewicht, die südwestlichen Seebrisen scheinen hier, so weit sie vorkommen, meist auf die Küsten beschränkt zu sein; und zwar ist die vorwaltende Richtung in dieser Jahreszeit rein östlich, während sie im Winter mehr nördlich als östlich ist. An der Küste dagegen tragen diese sommerlichen Winde, soweit sie nicht nur schwache Nachtwinde sind, den Charakter von Gewitterböen, Chubascos; als solche sind sie auch südlich von 10° n. Br. nicht selten.

Wie die Tornados der Westküste Afrikas, so scheinen auch die Chubascos vorwiegend am Anfange und am Ende der Regenzeit, im Mai und im September bis Oktober aufzutreten; die steifen, durchstehenden Regenwinde aus SW, die Temporales, scheinen in beiden letztern Monaten am häufigsten zu sein. Der Juli oder schon das Ende des Juni ist, wie wir sogleich sehen werden, durch ein Nachlassen der Regen in ganz Mittelamerika bezeichnet.

Auf dem offenen Meere gegenüber der Westküste von Mittelamerika sind südlich von etwa 11° n. Br. im Sommer und von 5° an auch in unserem Winter schwache südliche Winde durchaus vorherrschend; doch sind auch Windstillen hier sehr häufig. Im Sommer haben diese Winde zwischen der Cocos-Insel und dem Lande allgemein, auch bis zum Äquator herab, eine Richtung aus SW; sie gehen rückwärts durch reinen Süd in den Südostpassat über, und gehen offenbar ganz ebenso wie der analoge Sommermonsun von Sierra Leone aus dem Passat hervor, der über den Äquator übertritt und hier dem veränderten Sinne der ablenkenden Kraft der Erdrotation verfällt, die noch verstärkt wird durch den relativ niedrigen Druck über dem erhitzten Festlande. Doch fehlt diesen Winden, ebenso wie ihren afrikanischen Kollegen, ganz die Stetigkeit und Frische des Passats.

An der pazifischen Küste von Columbien und Ecuador stellt sich in dieser Luftströmung ein täglicher Wechsel insofern ein, als sie am Tage eine westliche, in der Nacht eine südliche Richtung annimmt. Windstillen und schwache südwestliche Winde sind auch auf dem Meere in einiger Entfernung von dieser Küste der vorherrschende Zustand.

Die Regenverhältnisse Mittelamerikas zeigen die für diese Zone normalen, »tropischen« Regenzeiten, modifiziert durch die vorherrschenden Winde in ihrer Stellung zu Wasser und Land, resp. zu den Gebirgen.

An der ganzen Westküste von Mittelamerika herrscht von Anfang Januar bis Anfang März, in der Zeit der Papagayos, eine wirkliche Trockenzeit (Verano), d. h eine fast regenlose Jahreszeit, in der weder Gewitter, noch Landregen, sondern nur seltene kurzdauernde Regenschauer an weniger als 20% aller Tage vorkommen. Im allgemeinen dauert die gute Jahreszeit mit vorwiegend nördlichen oder nordöstlichen Winden und schönem Wetter von Dezember bis März. Dann tritt auf zwei bis drei Wochen Windstille ein, wobei sich an den Bergen gegen Mittag Haufenwolken einstellen, die jedoch in der Nacht ohne Regen wieder verschwinden; endlich bricht ein heftiger Gewitterregen los, der die Luft erfrischt und abkühlt. Die nun folgende Regenzeit — Invierno genannt — wird bald nach dem höchsten Sonnenstande, Ende Juni, im Juli oder August, von

einer kleinen Trockenzeit, dem »Veranillo de San Juan«, unterbrochen. Die Regen fallen meist am Nachmittage mit starkem Gewitter und pflegen im Juni oder Ende Mai und im September am stärksten zu sein. Die Gebirge erscheinen in dieser Jahreszeit, bei feuchter Luft, sehr klar, während sie im »Verano«, und besonders zur Zeit der Windstillen des Übergangs, im März und Oktober von einem bläulichen Dufte verschleiert sind.

Ähnlich sind die Verhältnisse auf den Hochebenen im Innern; der »Veranillo« ist in Costarica auch an den Mittelwerten zu erkennen, in S. Salvador und Guatemala-Stadt nicht mehr: Juni bis September sind hier gleichmässig weitaus die regenreichsten Monate des Jahres.

Auf der atlantischen Seite Mittelamerikas bringen die an der pazifischen Küste so trockenen Norder oder Passatwinde in den Monaten Oktober bis Januar langdauernde Regen. Eine eigentliche Trockenzeit besteht dort überhaupt nicht, der Regenreichtum des ganzen Jahres ist viel grösser; die feuchten Urwälder der atlantischen Seite bilden infolge dessen einen scharfen Gegensatz zu den sonnigen Savannen der pazifischen Küste. Zweimal im Jahre, in den Monaten März bis Mai einerseits, August und September anderseits, lassen allerdings die Regen am atlantischen Abhange nach, ohne ganz vorüberzugehen; der trockenste Monat ist hier in der Regel der April. Man sieht, dass die Regenzeiten hier gegen die der pazifischen Seite verspäten, und dass namentlich die Regen im Herbste auf der atlantischen Seite dann erst recht anfangen, wenn sie auf der pazifischen schon aufhören, nämlich im Oktober, wenn der Nordostpassat die Südwestwinde wieder nach dem Äquator zurückdrängt.

Die an der pazifischen Seite von Mittelamerika herrschenden Regenverhältnisse, »Verano« im Dezember bis März, »Veranillo« etwa im Juli, treffen wir in vielen Gegenden der heissen Zone wieder. Dagegen ist die starke Verspätung dieser Zeiten, wie sie die atlantische Seite zeigt, eine recht seltene Erscheinung; sie besteht hauptsächlich in dem Einsetzen der zweiten Regenzeit mit dem frischer und nördlicher werdenden Passat im Spätherbste und deren Andauer bis in den Winter hinein. Die wichtigste Analogie dafür bietet die Küste von Guayana mit ihrer starken zweiten Regenzeit im Dezember; doch ist dort die Trockenzeit im September und Oktober weitaus die grössere, jene im Februar (statt Mai) nur geringfügig, also annähernd schon ein südhemisphärisches Régime herrschend. In Cayenne ist sogar zwischen Dezember und Juni gar kein Nachlassen der Regen zu bemerken.

Über die Regenverhältnisse von Guatemala haben wir neuerdings sehr schätzbare Aufklärungen durch Dr. Carl Sapper erhalten.

Da die Passatwinde, die in den Monaten Oktober bis Februar wehen, ungefähr aus Nordosten kommen, so entladen sie ihre Feuchtigkeit hauptsächlich an den Nordhängen des Kettengebirges von Mittelguatemala und der Sierra de Merendon an der Ostgrenze des Staates, während die Südabdachung dieser Gebirge und fast ganz Südguatemala gleichzeitig Trockenzeit haben. Die weiter vom regenspendenden atlantischen Ozeane zurückliegenden Gebirge haben selbst bei grösserer Höhe trockenern Charakter; die trockene Paja Verapaz ist trotz ihres Namens im ganzen genommen höher gelegen, als die Alta Verapaz. Aber auch die vorliegende flache Halbinsel Yukatan hat, allem Anscheine nach, eine scharf ausgesprochene Trockenzeit. Die Regenzeit umfasst hier nur den Herbst und Winter, sagt Hann in seiner Klimatologie. Anderseits scheint der pazifische Abhang von Seewinden auch zu dieser Zeit gelegentliche Regen zu bekommen. Februar bis April sind die trockensten Monate im ganzen Lande. Im Laufe des Mai pflegt die für ganz Guatemala gemeinsame Sommer-Regenzeit einzutreten, die, mit einem Nachlassen im August, bis Ende September dauert. Das ist die Zeit der Gewitter; diese treten auf den Berggipfeln schon bald nach Mittag auf, die Küstenebene erreichen sie erst gegen Abend. Die Winter-Regenzeit auf der atlantischen Seite bringt dagegen Landregen,

häufige, langdauernde, aber ziemlich geringfügige Niederschläge zu allen Tageszeiten, selten mit elektrischen Entladungen.

Auf der Landenge von Panama greifen die sonst nur der atlantischen Seite angehörenden Regen in den Monaten Oktober bis Dezember auf die pazifische Seite (Insel Naos) hinüber. Januar bis April dagegen sind trocken; Mai ist ebenso feucht, wie Juni.

Südlich von Panama ist die Küste von Columbien sehr regenreich, der Unterschied zwischen Regenzeit und Trockenzeit ist gering, die trockensten Monate dürften noch Januar und Juli sein. Dieser Regenreichtum erstreckt sich südwärts längs der Küste bis fast zum Äquator. Auch in der Provinz Esmeraldas regnet es während der Trockenzeit noch ziemlich viel. Weiter südlich dagegen, in den Provinzen Manabi und Guayaquil, ist, ausser den höhern Teilen des Gebirges, die Regenmenge geringer, und es lassen sich deutlich eine Regenzeit und eine Trockenzeit unterscheiden, von denen jene mit dem Sommer, diese mit dem Winter der südlichen Halbkugel zusammenfällt. Während der Trockenzeit, von Mai bis September, herrschen südliche bis südwestliche Winde; es regnet dann selten, obwohl der Himmel mitunter wochenlang von Wolken bedeckt ist, an der Küste bilden sich aber streckenweise dichte nässende Nebel, die nicht weit ins Innere des Landes reichen — die nördlichsten Vertreter der bekannten peruanischen Garuas, die indessen in Ecuador mehr als Staub- und selbst Landregen, denn als Nebel auftreten. Ihre Verbreitung an dieser Küste ist eine sprungweise, indem sie hauptsächlich in den Gebieten südlich von den Vorgebirgen S. Francisko, Pasado und S. Lorenzo und von der Insel Salado auftreten, während die nördlich von den drei letztgenannten gelegenen Landstriche keine Garuas haben und nach der kurzen Trokenzeit der langen Dürre des Veranos verfallen.

Eine Zusammenfassung der Regen- und Windverhältnisse des hier betrachteten Gebietes unter das einfache Schema des im Laufe des Jahres nordwärts und südwärts schwankenden äquatorialen Gürtels der Windstillen und Regen wird nicht nur durch die sehr ausgesprochenen Regen an der Windseite der Gebirge durchkreuzt, sondern ist auch im übrigen nur mit einigem Zwange durchführbar. Denn die Gabelung der Regenzeit in zwei Maxima mit einem Nachlasse der Regen dazwischen ist nordwärts nicht nur bis nach dem Süden von Mexiko, sondern auch bis Jamaika, Haïti und selbst Cuba und Bahamas allgemein, wo doch der Passat auch im Sommer beständig, nur mit einer merklich südlichern Richtung weht. Immerhin ist das erwähnte Schema, da es einfach und für viele Fälle zutreffend ist, für Lehrzwecke nach wie vor empfehlenswert, weil es Ordnung in das Chaos von Thatsachen bringt.

Die Temperaturverhältnisse Mittelamarikas weisen den allmählichen Übergang von der erheblichen jährlichen Schwankung auf dem Mexikanischen Plateau bis zu der fast völligen Gleichförmigkeit der Temperatur aller Monate auf der Landenge von Panama auf. Der kühlste Monat ist fast durchwegs der Januar, der wärmste gewöhnlich April oder Mai. Der Unterschied zwischen beiden, der in der Stadt Mexiko noch 7° C. beträgt, ist in Guatemala und den Nachbarstaaten 3 bis 4° C., in Costarica nur noch 2° und ist in Colon auf $^1/_2$° C. eingeschrumpft. Der pazifische Abhang der Gebirge von Mittelamerika ist nicht nur trockener, sondern in gleichen Seehöhen auch wärmer als der atlantische. Die Wärmezunahme nach unten von den Kämmen und Gipfeln aus ist also auf jenem grösser als auf diesem. Das ist ein Verhältnis, wie man es auf der feuchten Windseite und der trockenen Leeseite eines tropischen Gebirges, das von einer grossen Luftströmung überweht wird, gewöhnlich findet die »dynamische« Abkühlung der Luftmassen durch ihre Ausdehnung beim Aufstiege wird durch die Kondensation verlangsamt, die entsprechende Erwärmung beim Abstiege aber erfolgt nahezu nach dem für trockene Luft geltenden Masse von 1° C. für jede 100 *m*. Da die starken, kalten »Northers« an der atlantischen Seite

nur zeitweise wehen, so ist diese Seite bei ihrem Eintritte starken Abkühlungen, gelegentlich von mehr als 10° C in wenigen Stunden, ausgesetzt. Im übrigen sind die Temperaturunterschiede, wie in tropischen Gebirgsländern allgemein, fast nur an die Unterschiede in der Seehöhe gebunden.«

Das Klima von Werchojansk. Von dieser in klimatologischer Beziehung klassischen Örtlichkeit (67° 34′ n. Br. 133° 51′ ö. L. v. Gr. 107 *m* Seehöhe) liegen nunmehr neun- bis elfjährige Beobachtungen vor, aus welchen Prof. Hann die klimatischen Elemente des Ortes abgeleitet hat[1]). Hiernach beträgt die mittlere Jahrestemperatur — 17.2° C., die absoluten Extreme sind — 69.8° im Februar und + 31.5° im Juni. Die Bewölkung ist am grössten im Juli und August, am geringsten in den Wintermonaten, die grösste Niederschlagsmenge entfällt auf den Juli, das Minimum auf den März. Das siebenjährige Jahresmittel ist 99 *mm*.

Das Klima Zentralasiens nach den Beobachtungen von Prschewalsky. A. Woeikow hat die meteorologischen Aufzeichnungen, welche Prschewalsky auf seinen vier Reisen durch Zentralasien ausgeführt, bearbeitet und veröffentlicht, ausserdem die Ergebnisse in einem Auszuge allgemein übersichtlich dargestellt[2]). Letzterem ist das Nachfolgende entnommen:

Die wichtigste Frage der Klimatologie, auf welche die Beobachtungen Prschewalsky's in Zentralasien Licht werfen, ist die Erstreckung des sommerlichen feuchten Regenmonsuns ins Innere von Asien und der Grenzen seiner Hauptzweige, des indischen und des ostasiatischen. Prschewalsky fand auf seiner dritten und vierten Reise, dass am obern Hoang-ho, am Kuku-Nor und in Nordosttibet die Sommerregen von westlichen Winden gebracht werden, und kam zu der Meinung, dass dies wahrscheinlich der Indische SW-Monsun sei, welcher die Feuchtigkeit von jenseits des Himalaya bringe. Woeikow bestreitet die Richtigkeit dieser Annahme; nach seiner Meinung kommen die Dämpfe, welche die Regen von Nordosttibet ermöglichen, zu einem grossen Teile aus Indien, doch werden sie nördlich vom Himalaya durch die auf der Höhe herrschenden W- und WSW-Winde erfasst und weiter gebracht. Was die wirkliche Lufttemperatur ausserhalb der Gebirge anbelangt, so ist zu beachten, dass die orographischen Verhältnisse Zentralasiens teilweise der Breite entgegenwirken. Die höchsten Erhebungen finden sich in Tibet, d. h. im Süden Zentralasiens, die niedrigsten Plateaus in der Mitte und im Norden. Es ist wahrscheinlich, dass im Jahresmittel und im Mittel der Monate April bis Oktober das nördliche Tibet der kälteste Teil Zentralasiens ist. Im Sommer ist das nördliche Tibet der kälteste Teil Asiens, ein Streifen von 150 bis 200 *km* am Gestade des Eismeeres und Behringsmeeres ausgenommen, welcher unter

[1]) Meteorologische Zeitschrift. 1896. p. 242.
[2]) Meteorologische Zeitschrift. 1896. p. 49 u. ff.

dem Einflusse des Meereises steht. Jenseits des Polarkreises, an der Nordküste von Norwegen, wo kein Eis die Luft abkühlt, ist die Sommertemperatur höher als in Nordtibet.

Schwieriger zu entscheiden ist die Frage, wo der kälteste Winter zu finden ist. Wenn die nördliche Mongolei in den Gebieten des Jenisseï und der Selenga, als ein in seinen physikalischen Verhältnissen zu Sibirien gehörendes Gebiet, abgesondert wird von Zentralasien, so finden wir nach den vorhandenen Beobachtungen drei kälteste Gebiete: 1. Nordosttibet; 2. die Plateaus zwischen den Ausläufern des Kuen-lün, wie z. B. Saïsan-Ssaitu u. s. w.; 3. der mittlere östliche Teil der Mongolei, etwas südlich von Urga. Von Gegenden, wo noch keine Beobachtungen im Winter vorhanden sind, gehört Nordwesttibet dazu.

Die wärmsten Teile Zentralasiens finden sich in Ostturkestan. Für das Jahr und die wärmern Monate kann man schwanken zwischen der südlicher gelegenen (37° bis 39°) zentralen Wüste Takla-Makan und der nördlichern (43°), aber viel niedrigern Depression Luktschun. Im Winter und den fünf kältern Monaten November bis März wird die Wüste Takla-Makan jedenfalls wärmer sein.

Auch die tägliche Amplitude der Temperatur ist gross in Zentralasien, grösser wohl als in Steppen und Wüsten von geringern Meereshöhen; soweit wir Beobachtungen haben, ist dies bestätigt worden. Ausnahme macht nur die Regenzeit, also der Sommer, wo die Regen häufig und die Bewölkung gross sind, also besonders Nordosttibet und das östliche Nan-schan. Da in letztern Gegenden Spätherbst und Winter eine kleine Bewölkung haben, so ist die tägliche Amplitude dann grösser als im Sommer, trotz der geringen mittäglichen Sonnenhöhe.

Zentralasien ist eines der klassischen Länder des kontinentalen Windtypus, d. h. der grossen Verstärkung des Windes in der Mitte des Tages. Zahlreich sind die Schilderungen dieses Vorganges von Reisenden, namentlich von Prschewalsky. Oft mehrere Tage hintereinander ist es in der Nacht windstill, in der Mitte des Tages toben Staubstürme, welche die Sonne verfinstern und zuweilen auch das Tageslicht. Besonders ist dies im Frühlinge der Fall, der Jahreszeit der Stürme par excellence. Diese Staubstürme des Frühlings reichen weit über die Grenzen Zentralasiens, nach Nordchina, Nordindien, Turkestan und selbst in die Steppen Südrusslands.

In betreff der erstern zwei Länder bemerkte Woeikow schon früher, dass in dem nördlichen Teile der Monsunregionen Indiens und Ostasiens der trockene, stürmische Frühling zwischen Winter und Sommer eingeschoben sei, mit eigenen Charakteren, welche den beiden Jahreszeiten fremd seien, während der Herbst wie in den Temperaturen, so auch in den Hydrometeoren nur einen allmählichen Übergang vom Sommer zum Winter darstelle.

Überall in Zentralasien, soweit wir Beobachtungen haben, fällt die kleinste Bewölkung auf Dezember oder November, also

im Gegensatze zum nördlichen und mittlern Europa, wo auf diese Monate die grösste Bewölkung fällt.

Die Zahl der Regentage in dem ungeheuern Raume von Zentralasien ist verschwindend klein.

Aus allem, was wir über den Gegenstand wissen, lassen sich folgende Schlüsse ziehen: 1. Der bei weitem grössere Teil Zentralasiens ist sehr arm an Niederschlägen, daher die Armut der Vegetation und der so charakteristische Staub in der Luft. 2. Einige, relativ nicht sehr ausgedehnte Gegenden im Osten und Südosten haben ziemlich ergiebige Niederschläge im Sommer oder sogar in den sechs Monaten Mai bis Oktober, die kältern Monate sind auch in dieser Region arm an Niederschlägen. 3. Der östliche Teil dieser Region der Sommerregen (östlicher Nan-Schan, Gegend des Kuku-nor, östliche Mongolei) gehört noch zur Region des ostasiatischen Monsuns, die Regen fallen mit schwachen SE-Winden. Das nordöstliche und südöstliche Tibet hat Regen, deren Wasserdampf aus Indien und dem bengalischen Meerbusen stammt. Der Wasserdampf wird mit der Luft und durch Diffusion über den Kamm des östlichen Himalaya gebracht. 4. Auch ausserhalb dieser Region der Sommerregen fallen die spärlichen Niederschläge in Zentralasien hauptsächlich im Sommer.

Letzteres unterscheidet ganz Zentralasien, selbst seinen westlichen Teil, welcher fern von der Gegend der Monsune liegt, von dem jenseits des Pamir und Tiën-schan gelegenen Turkestan, wo, wie in Vorderasien und an den Gestaden des Mittelmeeres, der Sommer regenlos ist, und die Niederschläge in der kältern Jahreszeit fallen (sogen. subtropische Regenzone).

Woeikow betont nachdrücklich, dass das Vorwiegen der Sommerregen ein Zug des kontinentalen Klimas ist, und zwar in allen Breiten. »Wir wissen es jetzt, dass diese Erscheinung in dem bei weitem grössern Teile der Kontinente von Asien, Afrika, Nord- und Südamerika und Australien auftritt, während das Vorwalten der Niederschläge des Herbstes und Winters ein Zug des ozeanischen Klimas ist, im grossen und ganzen in allen Breiten, während die extreme Regenarmut des Sommers bei Niederschlägen in der kalten Jahreszeit (subtropischer Regentypus), hauptsächlich niedern mittlern Breiten (30° bis 40°) im Seeklima eigen ist und nur in der alten Welt sich weit in das Innere des Kontinents erstreckt, jedoch auch hier den eigentlichen Kern des Kontinents — Zentralasien — nicht erreicht.«

Druck von Oskar Leiner in Leipzig. 39774



